



21
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ЛЕСНОЙ ИНСТИТУТ

Проф. В. Н. ОБОЛЕНСКИЙ

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Допущено Научно-Технической Секцией Государственного Ученого Совета

128-186

„НОВАЯ ДЕРЕВНЯ“

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ЛЕСНОЙ ИНСТИТУТ

Проф. В. Н. ОБОЛЕНСКИЙ

Проверено 1939 г.

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Допущено Научно-Технической Секцией
Государственного Ученого Совета

„НОВАЯ ДЕРЕВНЯ“
Москва — 1927

ГОС. ПУБЛИЧНАЯ
НАУЧ. О-ТЕХНИЧ. Б-КА
БИБЛИОТЕКА СССР

2979 $\frac{25}{67}$

$\frac{ЖС}{10667}$

П.Г.

Типография Л.С.П.О. Ленинград, Лештуков пер. 13.

Главлит № 72041.

Зак. № 432. Тира. 5000.

Памяти
дорогого учителя
Александра Викентьевича

Д

ПРЕДИСЛОВИЕ.

Еще сравнительно недавно на русском языке имелись обширные курсы метеорологии крупнейших наших специалистов: А. И. Воейкова, А. В. Клоссовского и Г. А. Любославского. Потребность в таких курсах весьма велика; это видно хотя бы из того, что курс Клоссовского выдержал в короткое время три издания. Однако, все эти сочинения представляют собою в настоящее время библиографическую редкость и за смертью авторов нет надежды на новое их издание. Чтобы хотя частично восполнить недостаток в более или менее полном курсе метеорологии, мною и написана настоящая книга. В нее входят все отделы метеорологии, за исключением земного магнетизма, представляющего собою, по моему мнению, отдельную дисциплину, мало связанную с метеорологией. Значительное место уделено вопросу о влиянии растительного покрова и леса на ход метеорологических элементов, так как вопрос этот представляет большой интерес для агрономов и лесоводов. В своем изложении я старался избегать сложных математических выводов, пользуясь только элементарной математикой и физикой; лишь в теории восходящих и нисходящих течений в атмосфере пришлось воспользоваться началами дифференциального исчисления; соответствующий параграф помещен в примечаниях мелким шрифтом.

Считаю своим долгом выразить благодарность преподавателям Ленинградского Лесного Института Л. Ф. Рудовицу и О. Ю. Адеркас за ценную помощь при составлении этой книги.

Проф. В. Н. Оболенский.

О Г Л А В Л Е Н И Е.

	Стр.
Введение. Предмет метеорологии. Методы исследования атмосферы.	1
<p>Предмет метеорологии (1). Организация метеорологических наблюдений (1). Методы изучения верхних слоев атмосферы (3). Серебристые облака (5). Явления сумерек (6). Падающие звезды (7). Полярные сияния (8). Звуковые явления (9).</p>	
Глава I. Атмосфера; ее состав, основные свойства и распространение	2
<p>Состав атмосферы (11). Законы Бойля-Мариотта и Гей-Люссака (13). Уравнение Клапейрова (14). Вес кубического метра воздуха (15). Изменение давления с высотой. Барометрическая формула (17). Плотность и состав атмосферного воздуха на различных высотах (20).</p>	
Глава II. Солнечная радиация	24
<p>Солнечная радиация (24). Основные законы лучеиспускания нагретых тел (25). Напряжение солнечной радиации (26). Понятие о солнечной постоянной (27). Поглощение солнечной радиации земной атмосферой. Закон Бугера (29). Методы измерения солнечной радиации (31). Гелиографы (36). Результаты наблюдений. Дневной ход радиации (37). Изоплеты напряжения солнечной радиации (40). Годовой ход солнечной радиации (40). Суточные и месячные суммы солнечного тепла (42). Способы приближенного вычисления сумм солнечного тепла (44). Изменение радиации с высотой (45). Солнечная постоянная (46). Спектро-болометрические исследования солнечной радиации (49). Влияние вулканических извержений на напряжение солнечной радиации (52). Световое излучение солнца (53). Техническое использование солнечной энергии (54).</p>	
Глава III. Рассеянная небесная радиация	56
<p>Рассеянная небесная радиация (56). Приборы для измерения рассеянной дневной радиации (57). Результаты наблюдений рассеянной небесной радиации (60). Месячные суммы рассеянной радиации в разных местах (63). Упрощенные способы вычисления сумм рассеянной радиации (65). Применение пиранометрических наблюдений для определения солнечной постоянной (68). Отражающая способность облаков и снежного покрова (69). Физиологическая радиация (71).</p>	
Глава IV. Лучеиспускание земли	73
<p>Ночное лучеиспускание (73). Приборы для измерения ночного лучеиспускания (74). Тепловое излучение земли (76). Результаты наблюдений (79). Приходо-расход лучистой энергии (84). Лучеиспускательная способность различных поверхностей почвы (87). Утренники (87). Меры защиты против заморозков (90).</p>	

Глава V. Температура почвы и вод. 91

Нагревание и охлаждение почвы (91). Методы измерения температуры почвы (91). Тепловые свойства почвы (93). Суточные колебания температуры на поверхности почвы (95). Передача суточных колебаний вглубь почвы (96). Годовые колебания температуры почвы (98). Промерзание почвы. Вечная мерзлота (101). Изменение температуры почвы по вертикальному направлению (104). Изоплеты температуры почвы (105). Влияние покрова на температуру почвы (106). Влияние леса на температуру почвы (109). Нагревание и охлаждение водной поверхности (113). Суточные колебания температуры водной поверхности (114). Годовые колебания температуры водной поверхности (114). Распределение температуры в водных бассейнах по вертикали (115). Различия в тепловом режиме твердой и жидкой оболочки земли (117). Годовой оборот тепла во внутренних морях (118). Температура более глубоких слоев почвы (118).

Глава VI. Тепловое состояние нижних слоев земной атмосферы. 120

Тепловое воздействие земной поверхности на прилежащие слои воздуха (120). Методы определения температуры воздуха (124). Самопишущие приборы (126). Суточный ход температуры воздуха (129). Амплитуда суточных колебаний (130). Время наступления крайних температур (133). Особенности суточного хода температуры воздуха (134). Годовой ход температуры воздуха (134). Возмущения в годовом ходе температуры воздуха (138). Изоплеты температуры воздуха (139). Географическое распределение температур в нижних слоях воздуха (140). Средние температуры параллелей (146). Различия в температурах по долготе (147). Температурные аномалии (148). Карты перемещений изотерм (151). Непериодические изменения температуры (151). Приведение средних температур к одинаковым периодам (157). Городские температуры (158). Среднее арифметическое, центральное и вершинное (наиболее повторяющееся) значение температур (159). Наибольшие и наименьшие температуры воздуха (160). Влияние растительного покрова на температуру нижних слоев воздуха (161). Влияние температуры на растительность (166).

Глава VII. Распределение температуры в высоких слоях атмосферы. 169

Изменения температуры в восходящих и нисходящих токах в атмосфере (169). Условия вертикального равновесия в атмосфере. Потенциальная температура (173). Изменение температуры с высотой в горных местностях (175). Распределение температуры в свободной атмосфере (177). Суточные колебания температуры в свободной атмосфере (181). Годовые колебания температуры в свободной атмосфере (183). Изоплеты температуры в свободной атмосфере (184). Нижние температурные инверсии (184). Верхняя температурная инверсия: область стратосферы (186).

Глава VIII. Давление воздуха. 190

Методы измерения давления (190). Суточные колебания давления (193). Объяснение суточных колебаний давления (196). Распределение давления на земной поверхности (197). Годовые колебания давления (202). Барометрический градиент давления (203). Крайние значения давления (204). Разложение периодических колебаний на простые гармонические колебания (204).

Глава IX. Водяные пары в атмосфере. 206

Водяные пары в атмосфере (206). Величины, характеризующие влажность воздуха (208). Методы измерения влажности воздуха (211). Изменение количества водяных паров в атмосфере с высотой (214). Распределение водяных паров у земной поверхности (216). Суточные колебания абсолютной влажности (217). Годовой ход абсолютной влажности (220). Суточный ход относительной влажности (220). Годовой

ход относительной влажности (222). Влияние растительного покрова на влажность воздуха (223). Испарение (226). Методы измерения испарения (227). Результаты измерений (229). Суточные и годовые колебания испарения (232). Влияние леса на испарение (233).

Глава X. Сгущение водяных паров 234

Причины конденсации водяных паров (234). Образование росы и инея (235). Изморозь (238). Гололедица (ожеледь) (240). Смешение воздушных масс, насыщенных парами и имеющих различную температуру (241). Волнистые облака (244). Адиабатическое охлаждение воздуха при восходящих токах (245). Структура тумана и облаков (246). Образование снежинок (249). Ядра конденсации или ядра тумана (252). Туманы (253). Сухой туман (255). Городские туманы (255). Облака; основные формы облаков (256). Дополнительные формы облаков (257). Облачные системы (263). Причины образования облаков (264). Высота и скорость движения облаков (269). Суточный и годовой ход повторяемости облаков различной формы и их географическое распределение (272). Облачность (273). Суточный и годовой ход облачности (273). Распределение облачности на земной поверхности (274). Продолжительность солнечного сияния (275).

Глава XI. Осадки 276

Образование дождя (276). Размеры капелек (278). Состав и температура дождевой воды (278). Градины и их образование (279). Крупа (281). Наблюдения над количеством выпадающих осадков (281). Суточный ход осадков (282). Годовой ход осадков (285). Непериодические изменения количества осадков (289). Распределение осадков на земной поверхности (291). Снежный покров (296). Влияние леса на осадки (299). Влияние леса на снежный покров (303). Влияние леса на сток осадков (304).

Глава XII. Воздушные течения в атмосфере 305

Ветер; приборы для наблюдения (305). Разработка наблюдений над ветром (309). Структура ветра (310). Турбулентность атмосферы (311). Увеличение скорости ветра с высотой (313). Влияние земной поверхности на скорость ветра (314). Суточный ход скорости ветра (315). Суточный ход направления ветра (317). Годовой ход направления и скорости ветра (318). Наибольшие значения скорости и давления ветра (319). Влияние препятствий и леса на скорость ветра (319).

Глава XIII. Происхождение воздушных течений 321

Условия равновесия в атмосфере (321). Опыт Шпрунга (322). Термические циркуляции воздуха (323). Движущая сила градиента давления (326). Отклоняющее действие вращения земли (327). Сила трения (331). Прямолинейное и равномерное движение воздуха (331). Воздушные течения в некоторых барических областях (334). Сила трения на основании новейших исследований (337). Внутреннее трение воздуха (338). Линии воздушных токов (339).

Глава XIV. Главнейшие типы воздушных течений 340

Морские и береговые ветры или бризы (340). Горные и долинные ветры (341). Муссоны (342). Пассаты (345). Воздушные течения средних и высших широт (346). Воздушные течения в верхних слоях атмосферы (346). Общая циркуляция атмосферы (349).

Глава XV. Циклоны и антициклоны 353

Общее понятие о циклонах и антициклонах (353). Характерные черты циклонов (355). Поступательное движение циклонов (359). Повторяемость циклонов (363). Погода при прохождении циклона (364). Траектория воздушных течений в перемещающихся циклонах (365). Характерные черты антициклонов (367). Поступательное движение антициклонов (368). Погода в антициклонах (369). Распределение воздушных

течений в циклонах и антициклонах на разных высотах (370). Распределение температуры и влажности в циклонах и антициклонах на разных высотах (374). Схемы циклонов и антициклонов по Бьеркнесу (379). Происхождение циклонов и антициклонов по Бьеркнесу (385). Семейства циклонов (388). Образование циклонов по Эксеру (390). Области понижающегося и повышающегося давления. Изаллобары (390). Низкие и высокие циклоны и антициклоны (394). Тропические минимумы или циклоны (395). Происхождение тропических циклонов (399).

Глава XVI. Вторичные типы изобар. Местные ветры 402

Вторичные типы изобар (402). Частные минимумы или вторичные депрессии (402). Язык пониженного давления или V-образная депрессия (405). Клип или язык высокого давления (405). Барометрическое седло (405). Прямолинейные изобары (406). Вторжение холодных воздушных масс (407). Волны холода (408). Волны тепла (410). Шквалы (411). Грозы (412). Град и крупа (417). Местные ветры. Фен (419). Бора и мистраль (420). Другие местные ветры (422). Смерчи и торнадо (423).

Глава XVII. Погода и ее предсказание. 426

Понятие о погоде (426). Состояние вопроса о предсказании погоды (427). Предсказание погоды на короткий срок (428). Некоторые правила, применяемые при предсказании погоды на короткий срок (430). Правила, основанные на давлении (431). Правила, основанные на температуре (433). Правила, основанные на направлении и скорости ветра (435). Правила, основанные на теории Бьеркнеса (438). Правила Фиккера и других (440). Предсказание погоды по местным признакам (443). Долгосрочные предсказания погоды (445). Центры действия атмосферы (449). Многолетние периоды метеорологических явлений (452). 11-летний период повторяемости солнечных пятен (453). 35-летний Брюкнеровский период (453). Метод корреляции (455).

Глава XVIII. Климат 460

Климат и основные его типы (460). Соларный климат (460). Климат тропической области (462). Климат умеренных широт (463). Полярный климат (466). Материковый и морской климат (467). Горный климат (470). Климат СССР (471). Температура воздуха в СССР (471). Абсолютная и относительная влажность в СССР (483). Распределение облачности и осадков в СССР (483). Ветры в СССР (494).

Глава XIX. Световые явления в атмосфере 497

Предварительные замечания (497). Кажущаяся форма небесного свода (497). Голубой цвет неба (500). Поляризация небесного свода (501). Дневное освещение небесного свода (504). Земной свет (509). Явление сумерек (509). Горение Альп (512). Зеленый луч (513). Дальность видения (514). Световые явления, обусловленные преломлением и отражением лучей в атмосфере (515). Астрономическая рефракция (516). Земная рефракция (517). Колебания горизонта (519). Миражи (521). Верхние миражи (521). Нижние миражи (523). Боковая рефракция и боковой мираж (525). Фата-моргана (525). Мерцание звезд и аналогичные явления (526). Световые явления, вызываемые ледяными и водяными частичками облаков (528). Явления гало (528). Преломление лучей в ледяных кристаллах (531). Объяснение явлений гало (534). Искусственное воспроизведение гало (538). Радуга (538). Теория радуги (539). Венцы и глории (545). Кольцо Бишопа (550). Призрающие облака (550). Святое сияние (551).

Глава XX. Звуковые явления в атмосфере 552

Скорость распространения звука (552). Взрывные воздушные волны (553). Ослабление звука в атмосфере (554). Явления отражения и преломления звука (555). Эхо и другие явления, связанные с отражением звука (556). Атмосферная рефракция (557). Район слышимости грома (562). Явление беззвучных зон (562). Беззвучные зоны при взрывах (563). Некоторые дополнительные звуковые явления (565).

Понятие об электрическом потенциале и напряжении электрического поля атмосферы (566). Методы измерения электрического поля (568). Результаты измерения электрического поля (570). Годовой ход напряжения поля (572). Суточный ход напряжения поля (572). Связь между напряжением поля и различными метеорологическими факторами (573). Электричество осадков (574). Основные положения ионной теории применительно к атмосферному воздуху (575). Приборы для измерения проводимости атмосферного воздуха (577). Результаты наблюдений над проводимостью воздуха (579). Годовые и суточные колебания проводимости (580). Связь между проводимостью и различными метеорологическими элементами (580). Связь между проводимостью воздуха и напряжением поля (581). Число ионов в атмосфере (582). Подвижность ионов (583). Медленные ионы (584). О свободных зарядах в атмосфере (585). Вертикальные электрические токи в атмосфере (585). Электрические явления во время гроз. Огни св. Эльма (587). Молнии и гром (587). Громоотводы (591). Теории грозового электричества (591). Полярные сияния (592). Теория полярных сияний (595). Ионизаторы и электризаторы атмосферы (597). Ионизация радиоактивными веществами (598). Радиоактивность и ионизация почвенного воздуха (599). Радиоактивность горных пород (600). Радиоактивность морской воды и соли (601). Радиоактивность источников (601). Радиоактивность атмосферного воздуха (603). Радиоактивность дождя и снега (604). Проникающая радиация (605). Оценка роли различных радиоактивных веществ в электрическом состоянии атмосферы (608). Ионизация верхних слоев атмосферы. Слой Хивизайда (609). Распространение радиоволн в атмосфере (610). Причины, поддерживающие отрицательный заряд земной поверхности (611).

ВВЕДЕНИЕ.

Предмет метеорологии. Методы исследования атмосферы.

Предмет метеорологии. Метеорология занимается изучением явлений, совершающихся в воздушной оболочке земли, т. е. в атмосфере. Древности все явления, происходящие над земной поверхностью, назывались метеорами; этим и объясняется название науки. В настоящее время название метеоров сохранилось лишь за малыми небесными телами, вторгающимися время от времени из внешнего мирового пространства в нашу атмосферу и дающими начало так наз. падающим звездам (см. ниже); явления эти, как внеземного происхождения, рассматриваются в настоящее время в астрономии. В современной метеорологии сохранился лишь термин «гидрометеоры», под которыми подразумеваются происходящие в атмосфере явления, обязанные своим происхождением водяным парам.

К метеорологии, в тесном смысле этого слова, примыкает климатология; климатология представляет собою учение о среднем состоянии атмосферы в различных точках земной поверхности или о среднем ходе изменений в атмосфере. В то время, как метеорология при изучении изменений, происходящих в атмосфере, использует по преимуществу физические методы, климатология пользуется большею частью статистическими методами. Эти обе отрасли знаний настолько тесно связаны между собою, что очень трудно провести резкую границу между ними. В настоящей книге даны лишь самые краткие основы климатологии.

Организация метеорологических наблюдений. Современная метеорология обладает разнообразными методами для изучения физических свойств атмосферы. Для изучения нижних, прилежащих к земной поверхности слоев атмосферы, на территории каждого государства существует ряд метеорологических обсерваторий, снабженных самыми лучшими приборами. Кроме того, в каждом государстве имеется более или менее густая сеть метеорологических станций, распределенных по всей территории страны и снабженных более простыми, но проверенными приборами. Все эти станции производят в точно определенные сроки (у нас в Союзе в 7 час. утра, в 1 час дня и в 9 час. в.) наблюдения над температурой и влажностью воздуха, давлением, направлением и скоростью ветра, облачностью, количеством осадков и проч., причем наблюдения эти производятся по особым инструкциям, выработанным центральным метеорологическим учреждением и согласованным с другими государствами.

Изучение главнейших метеорологических элементов показало, что характер изменений отдельных элементов далеко неодинаков. В то время, как изменение давления воздуха и его распределение в пространстве мало зависит от местных условий и для изучения этого элемента достаточно сравнительно небольшого числа метеорологических станций, другие элементы, как, например, осадки оказываются сильно

зависящими от местных условий и настолько изменчивыми, что для изучения их необходимо иметь наблюдательный материал с более густой сети станций. Вследствие этого, при сравнительно небольшом числе основных, хорошо оборудованных станций, ведущих наблюдения над всеми главнейшими метеорологическими элементами, имеются еще более густые сети станций, изучающие только некоторые из метеорологических элементов; таковы — станции дождемерные, снегомерные и грозовые.

Все метеорологические станции должны производить наблюдения по строго определенной программе помощью однородных, тщательно проверенных инструментов; только при таких условиях наблюдения эти могут давать однородный, сравнимый материал, который можно использовать для тех или иных научных выводов. А это возможно лишь в том случае, если все сети станций тесно связаны между собою и объединены в своей работе центральными метеорологическими учреждениями. Последние поддерживают связь с центральными метеорологическими учреждениями других государств, согласуют деятельность своей сети станций с деятельностью других сетей; с этой целью периодически созываются международные съезды представителей центральных метеорологических учреждений разных государств. Благодаря такой международной организации метеорологической службы, представляется возможным для разработки тех или других вопросов использовать наблюдения, произведенные на территории целого ряда государств. Таким центральным учреждением у нас является Главная Геофизическая Обсерватория в Ленинграде. В последнее время в отдельных республиках Союза ССР организованы центральные геофизические учреждения, руководящие работами своих сетей. Объединяющим органом является совещание директоров центральных геофизических учреждений.

Обработанные наблюдения отдельных станций целиком или в извлечениях печатаются в «Летописях Главной Геофизической Обсерватории», а также в изданиях других геофизических учреждений. Обзоры погоды за тот или иной промежуток времени публикуются в ежедневных, декадных и ежедневных бюллетенях погоды.

Метеорологические станции, входящие в состав метеорологической сети СССР, делятся на несколько категорий.

1) Областные геофизические обсерватории ведут основные метеорологические наблюдения и регистрируют помощью самопишущих приборов все главнейшие метеорологические явления, которые затем разрабатывают. Кроме того, они помощью воздушных поднятий исследуют высокие слои атмосферы и ведут дополнительные наблюдения помощью точных приборов над солнечной радиацией, земным магнетизмом, воздушным электричеством и другие специальные научные исследования в области метеорологии. Они же помогают Главной Геофизической Обсерватории в обработке и контроле наблюдений, производящихся на территории их области. Кроме областных обсерваторий имеются еще метеорологические обсерватории при некоторых высших учебных заведениях. Все эти обсерватории являются станциями I разряда.

2) Станции II разряда 1 класса ведут ежедневные наблюдения в три срока—7 час. утра, 1 час дня и 9 час. вечера по местному времени над основными метеорологическими элементами (давление, температура и влажность воздуха, направление и скорость ветра, облачность, осадки); нередко эти станции снабжены самопишущими прибо-

рами. Иногда на них не производятся наблюдения над давлением и влажностью воздуха и тогда они называются станциями II разряда 2 класса.

3) Станции III разряда наблюдают только отдельные метеорологические элементы, главным образом, осадки, а также грозы, снежный покров, вскрытие и замерзание рек.

Наблюдения над основными метеорологическими элементами оказываются недостаточными для различных специальных целей, вследствие чего приходится производить специальные наблюдения. Так, например, для изучения высоких слоев атмосферы устраиваются аэрологические и горные станции. В целях обслуживания нужд мореплавания, Главным Гидрографическим Управлением Морского Водства и Центральным Управлением Морского Транспорта Народного Комиссариата Путей Сообщения устраиваются гидрометеорологические станции, ведущие, кроме метеорологических, также и гидрологические наблюдения над колебанием уровня морей, температурой и соленостью морских вод, над морскими течениями, состоянием льдов и проч. С целью предупреждения железных дорог о предполагаемом наступлении снежных заносов, гололеда, изучения интенсивности осадков и т. п., Центральным Управлением железных дорог НКПС организована своя сеть станций. Для нужд сельского хозяйства, кроме основных метеорологических наблюдений, ставятся дополнительные наблюдения над температурой и влажностью почвы, над испарением и просачиванием влаги, над распределением температуры и влажности воздуха на разных высотах в присутствии растительного покрова, в связи с развитием сельскохозяйственных растений, повреждением их заморозками и проч. Для изучения влияния леса на климат пришлось прибегнуть к устройству лесных станций. Практика выработала два типа—парные станции и радиальные станции. Парные состоят из двух станций, причем одна расположена среди леса под лесным пологом, другая ставится на открытом поле, по возможности в одинаковых условиях с первой. Радиальная система состоит из ряда станций, идущих от центра лесного массива в двух направлениях, а именно, по направлению господствующих ветров и перпендикулярно к нему; станции эти постепенно удаляются от центра леса к его опушке и наконец выходят из сферы его влияния; подобная система станций позволяет судить об изменениях всех метеорологических элементов по мере проникновения вглубь леса. Для исследования влияния леса на осадки устанавливаются серии дождемеров внутри леса, вблизи опушки и в поле. Наконец, устраиваются станции на лесных полянах. Для изучения курортов в климатическом отношении и выявления сравнительной их пригодности для лечения в разное время года, Курортное Управление организует свои специальные метеорологические станции.

Методы изучения верхних слоев атмосферы. Для изучения более высоких слоев атмосферы устраиваются горные обсерватории и станции, установленные на отдельных выдающихся горных вершинах. К таковым относится, напр., станция на Монблане (4360 м.); самопишущие приборы были установлены и на еще больших высотах, напр., на вершине потухшего вулкана Эль-Мисти в Перу на высоте 5850 м. и у нас на вершине Казбека на высоте 5040 м.

Однако, выступающие вверх горные массивы оказывают сильное влияние на физическое состояние прилежащих слоев воздуха, и потому для изучения высоких слоев атмосферы более ценными в научном отношении являются исследования в свободной атмосфере посредством

подъема самопишущих приборов на воздушных змеях, шарах-зондах и т. д. или посредством соответствующих отсчетов при полетах на аэростатах, аэропланах и т. п. Имеется целый ряд воздушных поднятий на аэростатах с научной целью, причем человеку удалось проникнуть на воздушном шаре до высоты 10800 м. (Берсон и Зюринг в Берлине в 1901 году).

Более систематические исследования свободной атмосферы производятся помощью воздушных змеев, поднимающих самопишущие приборы, т. н. метеорографы (наибольшая высота 9740 м. в Линденберге, вблизи Берлина). Рис. 1 дает нам изображение змея в момент его подня-

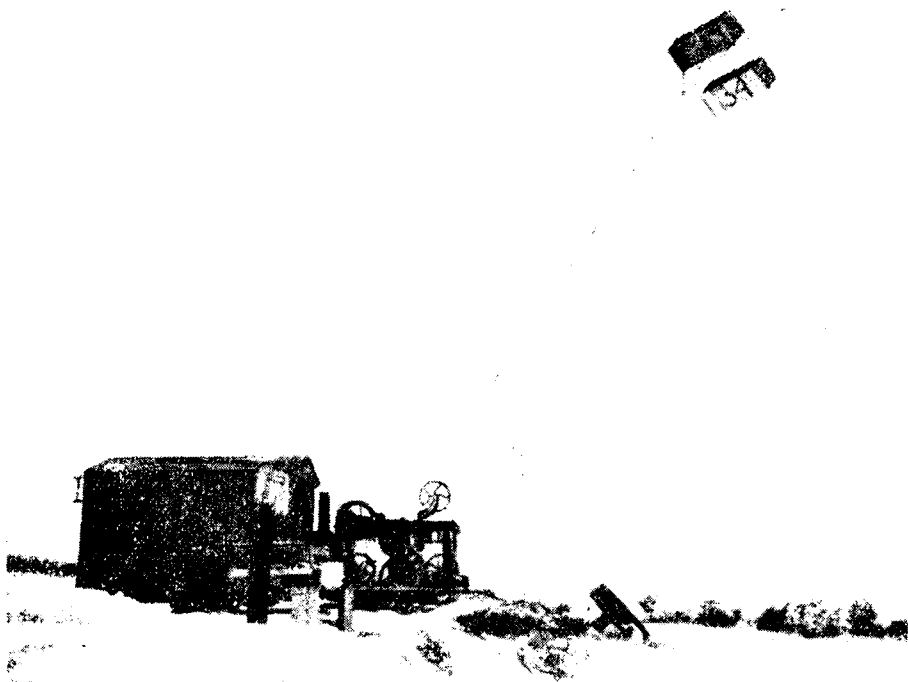


Рис. 1. Воздушный змей.

тия; внутри змея прикреплен метеорограф. Если ветер слаб, то вместо змеев пользуются привязными шарами: для этого употребляются шелковые пролакированные шары, емкостью около 20 м³, наполненные водородом (наибольшая высота достигнута в Линденберге — 9650 м.); целый ряд исследований производится в настоящее время помощью аэропланов, снабженных метеорологическими приборами (наибольшая высота подъема около 12,5 км.).

Часто для исследований пользуются свободными гуттаперчевыми шарами, объемом в 3—4 м³, наполненными водородом. К такому воздушному шару (шару-зонду) прикрепляют парашют и метеорограф. Рис. 2 дает нам изображение шара-зонда в момент его поднятия; сверху на шаре виден парашют; в руках наблюдателя метеорограф. Шар свободно поднимается, постепенно раздувается и на некоторой высоте лопается; тогда метеорограф, поддерживаемый парашютом, плавно падает. На лентах метеорографов автоматически записывается давление, температура и влажность воздуха как во время поднятия, так и опускания метеорографа. Иногда помощью этих шаров-зондов автоматически брались пробы воздуха на значительных высотах. Шарами-зондами

удалось прозондировать атмосферу почти до 36 км. Для определения направления и скорости воздушных течений в верхних слоях атмосферы пользуются также небольшими гуттаперчевыми шарами, наполненными водородом, емкостью в 0.1—0.2 м.³ (шары-пилоты); особыми теодолитами следят за направлением движения выпущенных шаров-пилотов и затем вычисляют направление и скорость ветра на различных высотах. Такие шары-пилоты удалось проследить почти до 40 км. высоты.

Изучая движение облаков, плавающих на различных высотах, мы можем судить о направлении и скорости ветра на соответствующих высотах. Как увидим ниже, в средних широтах наиболее высокие облака плавают на высоте 11 км., а в тропических странах на высоте 15 км. и более. Таким образом наблюдения над движением облаков дают нам довольно точную картину воздушных течений до высоты 10—15 км.

Благодаря описанным выше методам исследования, мы имеем в настоящее время достаточно точные сведения о физическом состоянии нашей атмосферы почти до высоты 40 км.

Но человек старается распространить свои исследования и на еще большие высоты, изучая всеми доступными ему средствами явления, происходящие в более высоких слоях атмосферы. Остановимся вкратце на этих явлениях.

Серебристые облака В конце августа 1883 года в Зондском проливе произошло одно из величайших извержений: вулкан Кракатау выбросил огромные массы продуктов извержения, в том числе и водяные пары, на значительную высоту. Вскоре после этого начались чрезвычайно интенсивные зори; небо после заката окрашивалось в западной своей части в яркий пурпуровый цвет, напоминавший зарево большого пожара. Наблюдения показали, что это явление необычайных зорь обусловлено облаками вулканической пыли, плававшими на высоте около 50 км. Постепенно эта пыль осела; однако, с начала 1885 года начали появляться на небе т. н. серебристые или светящиеся облака, наблюдавшиеся в течение нескольких лет (рис. 3). Причиной их, повидимому, является то же вулканическое извержение, выбросившее на значительную высоту водяные пары, из которых и образовались облака. Серебристые облака плавали на высоте 70—80 км., причем скорость их движения достигала 100 метров в секунду; движение их происходило в направлении с востока на запад. Такая колоссальная скорость обусловлена, повидимому, отставанием верхних разреженных слоев атмосферы от общего вращательного движения земли вокруг ее оси. Подобного же рода явления, правда, менее интенсивные, наблюдались и позже при последующих сильных вулканических извержениях; так, серебристые облака наблюдались, напр., в 1908 и 1917 г.г. По мнению некоторых ученых серебристые облака могут быть и не связаны с вулканическими извержениями.

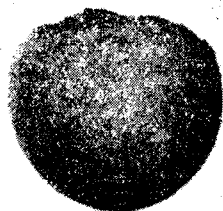


Рис. 2. Шар-зонд.

Явление сумерок. Пока солнце находится над горизонтом, мы получаем, кроме непосредственного света, идущего от солнца, также и свет, рассеянный нашей атмосферой. Этот рассеянный свет дает нам то, что мы называем дневным освещением. Когда солнце при закате опускается под горизонтом, солнечные лучи продолжают еще освещать некоторую часть нашей атмосферы, находящуюся над горизонтом; по мере опускания солнца, рассеянный свет постепенно ослабевает. Так происходит явление сумерок.

Пусть (рис. 4) " А представляет собою часть земной поверхности, причем в А находится наблюдатель; НАН представляет горизонт:



Рис. 3. Серебристые облака.

LMN—последний слой атмосферы, еще способный рассеивать некоторое количество солнечного света. По мере опускания солнца, освещенная часть небесного свода, расположенная над горизонтом НАН, постепенно уменьшается и наконец наступает момент, когда последний луч солнца SM, касательный к земной поверхности, падает в точку М, представляющую собой точку пересечения небесного свода LMN с горизонтом НАН. В этот момент наступает конец сумерок. В это время солнце опускается под горизонтом на угол HMS; обозначим этот угол через α . Если С — центр земли, то, очевидно: $\alpha = \angle \text{SCA} = 2 \angle \text{ACD}$. Из треугольника АСМ имеем: $AC = CM \cos \angle \text{ACD}$. Обозначим радиус земли через R, вертикальную толщу атмосферы DM через x, тогда

$$R = (R - x) \cos \frac{\alpha}{2}.$$

В среднем наблюдения дают для α значения, колеблющиеся около 18° . Таким образом, на основании последнего уравнения, находим, что $x = 70$ км.; следовательно, толща атмосферы, способная рассеивать солнечные лучи, составляет около 70 км.

Если внимательно приглядеться к явлению сумерок, то можно в вечернем освещении небесного свода заходящим солнцем различить три светлых дуги. Первая из них скрывается под горизонтом, когда

солнце опускается приблизительно на 8° под горизонтом. К этому времени наступает заметное потемнение, появляются звезды 1-й величины и наступает, как говорят, конец гражданских сумерок. Высота рассеивающего слоя лежит в данном случае на высоте около 11 км. Исчезновение второй дуги соответствует высоте солнца над горизонтом, равной 18° , это — конец астрономических сумерок; при этом верхняя граница рассеивающего слоя находится, как указано выше, на высоте 70 км.

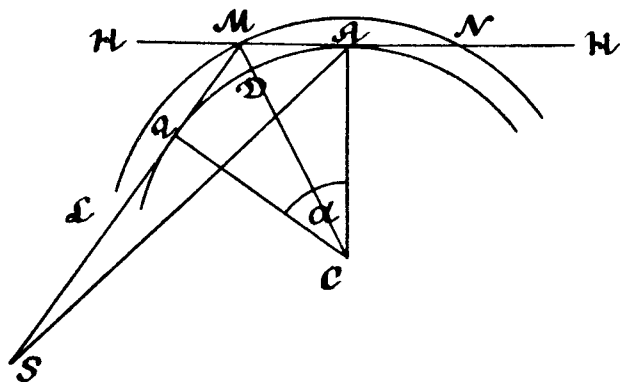


Рис. 4. Объяснение сумерок.

Наконец при тщательном наблюдении можно заметить исчезновение последней наименее яркой

дуги, а с нею и момент полного исчезновения голубого цвета неба. Вычисления показывают, что высота слоя, способного еще рассеивать эти лучи, находится на высоте 200 км. Таким образом явления сумерок приводят к заключению, что атмосфера имеет как бы слоистое

строение, причем границы, отделяющие один слой от другого, находятся на высоте около 11, 70 и 200 км.

Падающие звезды. Как указано было выше, нередко в нашу атмосферу вторгаются небольшие космические тельца; эти тельца несутся в нашей атмосфере со скоростью, достигающей 50 км. в секунду. Наблюдаемое нами свечение объясняется тем, что частички воздуха, находящиеся на пути этих движущихся с колоссальной скоростью метеоритов, сильно сжимаются и накаляются. Это накаливание воздуха передается поверхности метеора, которая также раскаляется; внутри же метеор сохраняет низкую

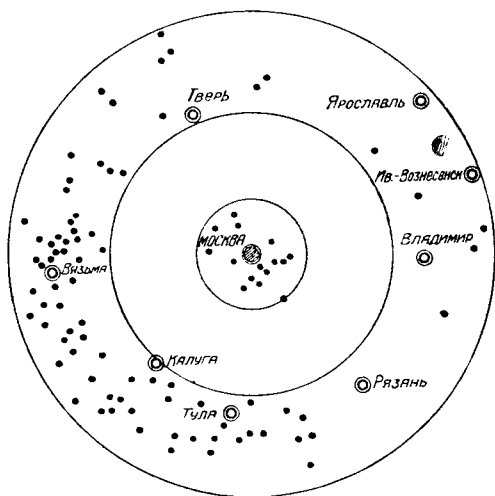


Рис. 5. Зоны слышимости звука при Московском взрыве 1920 года.

температуру межпланетного пространства. Таким образом, кроме линейного спектра раскаленного воздуха, падающие звезды дают и сплошной спектр раскаленной поверхности самого метеорита. Наблюдения показали, что загорание метеоров или падающих звезд происходит в среднем на высоте 200 км. Спектры падающих звезд позволяют судить о составе воздуха на этих высотах. Особенно яркое свечение метеоров имеет место на высотах, меньших 70 км.; это свечение иногда бывает ослепительным и заканчивается сильным взрывом, после чего метеор падает на землю в виде отдельных кусков.

Иногда метеоры оставляют после себя светящиеся хвосты или полосы, расположенные на высоте 80—120 км., а также как бы следы пепла или дыма на высоте 30—80 км. Наблюдения над перемещением

и тех и других показывают, что на высоте 30—80 км. преобладают восточные ветры; далее вверх они переходят в западные.

Полярные сияния. Время от времени, особенно в полярных странах, развертываются световые явления, называемые полярными сияниями. Полярные сияния представляют собою свечение воздуха в

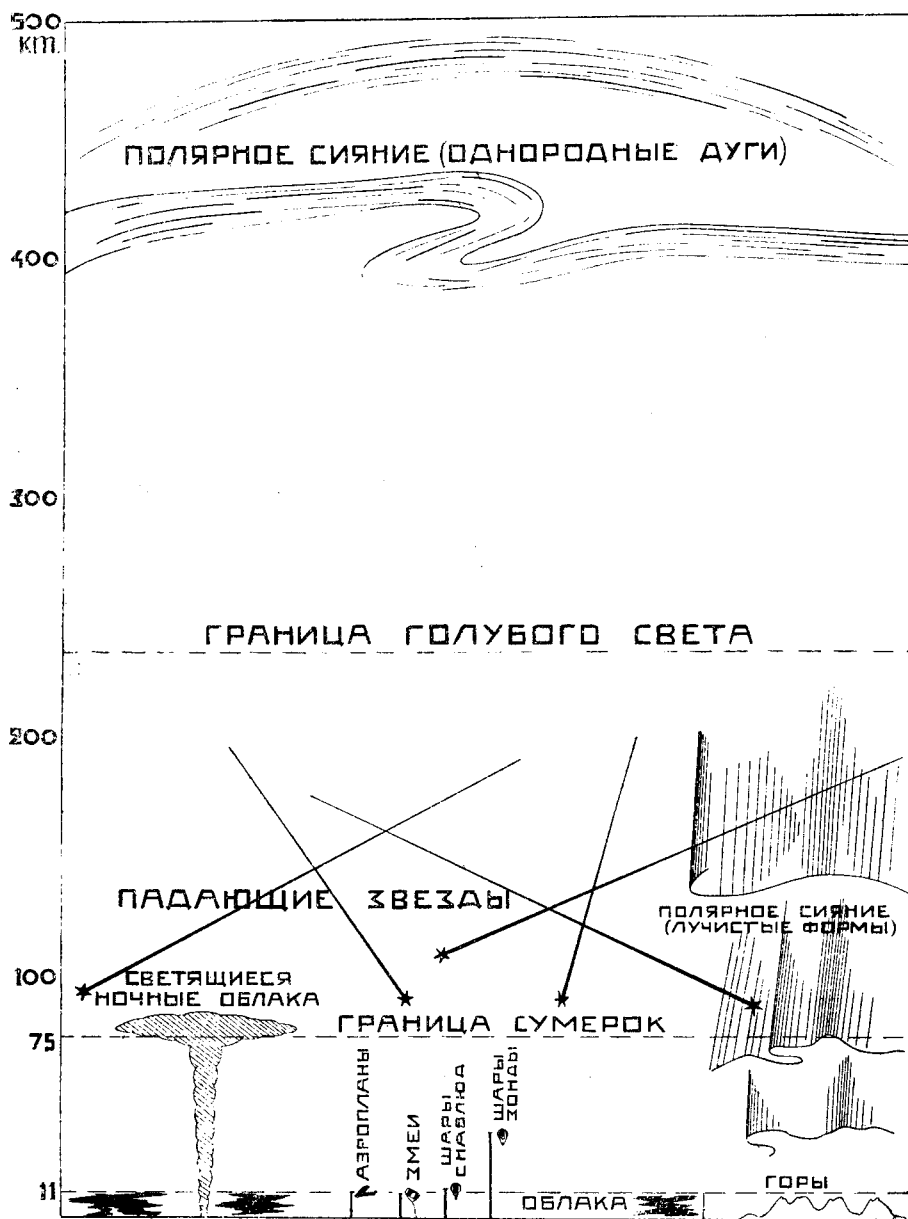


Рис. 6. Распределение явлений в разных ярусах атмосферы.

верхних его слоев, возбуждаемое положительно и отрицательно заряженными частичками (α и β —лучами), испускаемыми солнцем и попадающими в верхние разреженные слои атмосферы. Получается явление, аналогичное свечению разреженных газов в Гейсслеровых трубках, но только в грандиозных размерах. Сияния эти в виде лучей наблюдаются на высоте 60—200 км. Кроме того, полярные сияния принимают иногда вид спокойных однородных дуг; эта форма полярных сияний иногда

бывает расположена на высоте 500 и даже до 750 км. Спектроскопические исследования, производящиеся в большом числе, особенно в последнее время в Норвегии, позволяют судить о составе верхних слоев атмосферы.

Звуковые явления. При очень сильных взрывах на земной поверхности слышимость звука обычно распределяется следующим образом: вокруг зоны непосредственной слышимости звука следует приблизительно кольцообразная зона шириною порядка 100 км., в которой звук вовсе не слышен. Далее следует снова зона уже аномальной слышимости звука, постепенно ослабляющейся по мере удаления от места взрыва. Примером такого распределения слышимости звука может служить взрыв артиллерийских складов, имевший место в Москве в 1920 году (рис 5). Причиной аномальной слышимости звука, повидимому, является полное внутреннее отражение звуковых волн, направляющихся вверх, в более высоких слоях атмосферы.

Траектория звукового луча и скорость его распространения зависят от распределения температуры, ветра и других метеорологических факторов; поэтому изучение звуковых явлений также позволяет судить о физическом состоянии нашей атмосферы.

Рис. 6 дает нам наглядное представление о распределении главных явлений, происходящих в различных ярусах атмосферы.

Что касается вообще границы нашей атмосферы, то вероятнее всего, что атмосфера не имеет определенной границы, но постепенно переходит в межпланетное пространство, заполненное легчайшими газами в крайне разреженном состоянии.

Г Л А В А I.

Атмосфера, ее состав, основные свойства и распространение.

Состав атмосферы. Атмосферный воздух представляет собою смесь основных газов—азота, кислорода, аргона, а также водяных паров и углекислоты. Кроме того, в состав атмосферного воздуха входят в ничтожном количестве гелий, водород и чрезвычайно малые количества неона, ксенона и криптона. Далее, в атмосфере содержатся в переменных количествах радиоактивные эманации радия, тория и актиния (о них см. главу XXI), а также озон, аммиак и разные окислы азота. Наконец, в атмосфере суспендирована масса мельчайшей пыли разнообразного происхождения.

Анализ атмосферного воздуха в нижних слоях атмосферы показал, что состав его в отношении основных газов отличается замечательным постоянством. Если освободить атмосферный воздух от водяных паров и прочих примесей, то состав его у поверхности земли выражается следующими числами:

	По объему.	По весу.
Азот	78.06%	75.50%
Кислород	21.00	23.20
Аргон	0.94	1.30

Количество водяных паров в воздухе очень изменчиво: оно может достигать 4% по объему в жаркую влажную погоду и понижаться почти до 0% при сильных полярных холодах.

Углекислота содержится в воздухе в довольно постоянном количестве; в среднем содержание ее составляет 0.03% по объему. Измерения на высоких горах, а также при поднятиях на воздушных шарах до 4 км., дали приблизительно те же количества углекислоты. На более значительных высотах, согласно наблюдениям помощью воздушных шаров, содержание углекислоты заметно понижается. Лесной воздух по Эбермайеру содержит такое же количество углекислоты, как и воздух в поле. Почвенный воздух, как показывает анализ, значительно богаче углекислотою, нежели атмосферный воздух. В больших городах и промышленных центрах содержание углекислоты возрастает до 0.04% и более. Над океанами количество углекислоты несколько меньше, чем над сушею.

Главными источниками углекислоты в атмосфере являются вулканические извержения, а также выделение ее из почвы и минеральных источников; в больших городах и фабричных центрах сжигание горючих материалов и различные химические производства также наделяют атмосферу углекислотою; некоторое значение имеют, кроме того, процессы дыхания животных и растений и гниения органических веществ. С другой стороны, углекислота атмосферы расходуется в значительной мере растениями; зеленые части растений под действием солнечных

лучей разлагают углекислоту воздуха, усваивая углерод и выделяя кислород. Но наиболее важным регулятором углекислоты в атмосферном воздухе являются океаны; воды океанов поглощают более 80% всей вновь образующейся углекислоты. В результате всех названных процессов образования и поглощения углекислоты, поддерживается то постоянство ее, которое наблюдается в настоящее время. В прежние геологические эпохи, в зависимости от преобладания тех или других процессов, содержание углекислоты в атмосфере могло значительно отличаться от современного. Эти колебания в содержании углекислоты должны были влиять на теплопрозрачность атмосферы и отражаться на изменениях климата в различные геологические эпохи.

Количество углекислоты в атмосфере претерпевает некоторые изменения и во времени. Так, над сушею количество углекислоты днем несколько меньше, чем ночью; уменьшение углекислоты днем обусловлено разложением ее растениями под действием солнечного света. Посреди океана колебания в количестве углекислоты имеют обратный характер: в дневные часы количество углекислоты больше, чем в ночные; объясняется это тем, что в дневные часы, с повышением температуры воды, происходит выделение углекислоты из океанических вод.

Что касается других газов, входящих в состав атмосферного воздуха, то количества их могут быть даны лишь приблизительно; так, в среднем можно принять, что в нижних слоях атмосферы содержится около 0.01% по объему водорода (последние наблюдения дают меньшее количество водорода), около 0.0012% неона и 0.0004% гелия; по Рамзаю, криптона приходится 1 объем на 20 миллионов объемов воздуха и ксенона 1 объем на 170 миллионов объемов.

Среднее содержание озона, согласно измерениям в парке Монсури (Париж), составляет 1.5 mgr. на 100 м.³ воздуха, причем летом количество это повышается до 1.9 mgr., а зимою падает до 1.3. После гроз воздух вообще богаче озоном; так, например, в Базеле после грозы содержание озона достигало 2.3 mgr. на 100 м.³ Большое количество озона наблюдается во время фена (горный сухой и теплый ветер, дующий с гор). Наоборот, во время снегопадов количество озона в воздухе самое ничтожное. Образование озона происходит главным образом под действием грозových разрядов и ультрафиолетовых лучей солнца в более высоких слоях атмосферы.

Аммиак распространен в атмосфере приблизительно равномерно; так, в парке Монсури в среднем на 100 м.³ воздуха приходится 2.0 mgr. аммиака, зимою его несколько меньше, а летом больше; в центре Парижа содержание аммиака больше (2.5 mgr.). На вершине Пик-дю-Миди (2880 м.) количество его составляет 1.35 mgr.

Под влиянием грозových разрядов в атмосфере образуется незначительное количество азотной кислоты, которая вместе с осадками попадает на земную поверхность и, просачиваясь сквозь нее, доставляет почве некоторый запас азота. Во время бурь распыленные частицы морской воды уносятся в атмосферу на значительные расстояния; на пути они испаряются, оставляя в атмосфере небольшие количества брома, иода, хлористого натрия и проч.

Как указано было выше, в атмосфере постоянно содержится масса мельчайшей пыли различного происхождения. Образуется она главным образом из мелких обломков горных пород, поднятых ветром, мелких частиц растительных и животных организмов, вулканической пыли и микроорганизмов (бактерии, плесень); возможно также существование пыли космического происхождения, вследствие распыления проникающих в нашу атмосферу метеоритов. Наблюдения показывают, что в

одном м.³ воздуха заключается около 0.00025 гр. пыли в открытом поле при нормальных условиях; после периода засухи количество это повышается до 0.0045 гр.

Эйткеном построен особый прибор, помощью которого можно измерить число пылинок, содержащихся в определенном объеме воздуха. Устройство прибора основано на том, что при быстром расширении насыщенного парами воздуха, последний охлаждается и становится пересыщенным водяными парами; вследствие этого, часть водяных паров осажается на пылинках и образуются мелкие капельки воды, число которых и можно подсчитать. Наблюдения Эйткена показали, что в открытом месте после ночного дождя в каждом см.³ воздуха содержится около 32000 пылинок, а после ясной сухой погоды число это повышается до 130000. У устья Везера, как показали наблюдения на маяке, число пылинок при ветре с суши достигает 4660 на см.³ воздуха; при морском же ветре число это падает до 1795. В то же время в комнате с двумя газовыми рожками Эйткен нашел на высоте 1.2 м. над полом 1800000 пылинок в каждом см.³, на расстоянии 1.2 м. от потолка 5420000, а в воздухе над пламенем бунзеновской горелки до 30000000 пылинок на см.³.

Наблюдения в Потсдаме (вблизи Берлина) дали в среднем 23200 пылинок, на горе Брокен (1150 м.) 5200 и на вершине Шнеекоппе (1600 м.) 2400 пылинок. Во время тумана содержание пыли падает до минимума. Над Атлантическим океаном найдено в среднем 1130 пылинок. Наблюдения над пылью в Магдебурге показали, что над городом в слое воздуха толщиной в 50 м. и площадью в 2 кв. км. содержится около 300 кгр. пыли. После сильного дождя содержание пыли над городом уменьшается в 10—100 раз. Количество пыли, содержащейся в воздухе, изменяется в течение суток, причем в ранние утренние часы наблюдается минимум пылинок, а в первые послеполуденные часы — максимум.

Виганд во время 14 воздушных поднятий с прибором Эйткена определял число пылинок в свободной атмосфере на разных высотах; в среднем он получил следующее число пылинок на каждый см.³ воздуха:

Высота	100 м.	1000 м.	2000 м.	3000 м.	4000 м.	5000 м.	6000 м.
Число пылинок.	45000	6000	700	200	100	50	200

Как было указано выше, в атмосфере содержится органическая пыль (бактерии и плесневые грибки). Наблюдения в парке Монсури дают в среднем на м.³ воздуха 7290 бактерий и 2165 плесневых грибков; в то же время на Монблане найдено только от 4 до 11 бактерий на м.³ воздуха. Количество этой пыли быстро уменьшается по мере приближения к океанам, а также к полярным странам.

Законы Бойля-Мариотта и Гей-Люссака. Еще в 1662 г. Бойль и вскоре за тем, независимо от него, Мариотт установили закон, согласно которому объем данной массы газа при постоянной температуре обратно пропорционален внешнему давлению. Пусть v и v_1 представляют собою объемы, занимаемые одной и той же массой газа при постоянной температуре и при давлениях p и p_1 ; тогда $v : v_1 = p : p_1$ или

$$pv = p_1v_1 = \text{пост.}$$

Если обозначить плотность газа при той же температуре и при давлениях p и p_1 , через d и d_1 , то, очевидно, $d = \frac{m}{v}$ и $d_1 = \frac{m}{v_1}$, где m — масса

нашего газа; подставляя значения $v = \frac{m}{d}$ и $v_1 = \frac{m}{d_1}$ в предыдущее уравнение, получим $\frac{p}{d} = \frac{p_1}{d_1} = \text{пост.}$ или $p:p_1 = d:d_1$, т. е. плотность газа при постоянной температуре прямо пропорциональна внешнему давлению.

Гей-Люссак показал, что все газы расширяются одинаково, причем коэффициент расширения есть величина постоянная для всех газов, равная

$$\alpha = \frac{1}{273} = 0.00366.$$

Предположим, что данная масса занимает при 0^0 и некотором давлении p объем v_0 ; при нагревании до температуры t^0 при том же давлении p объем наш увеличится на величину $\alpha v_0 t$; если обозначим этот новый объем через v_t , то, очевидно,

$$v_t = v_0 (1 + \alpha t) \quad \text{или} \quad v_0 = \frac{v_t}{1 + \alpha t}.$$

Точно также, если обозначим через d_0 и d_t — плотность газа при одном и том же давлении и температурах 0^0 и t^0 , то $d_0 = \frac{m}{v_0}$ и $d_t = \frac{m}{v_t}$ или, на основании предыдущей формулы:

$$d_t = \frac{d_0}{1 + \alpha t} \quad \text{или} \quad d_0 = d_t (1 + \alpha t).$$

Уравнение Клапейрона. Положим, что единица массы газа занимает при давлении p_1 и температуре t_1 объем v_1 ,
а " " " p_2 " " t_2 " v_2 ;
найдем соотношение между этими шестью величинами.

Чтобы воспользоваться для этого законом Бойля-Мариотта, мы должны привести в обоих случаях объемы v_1 и v_2 к одной и той же температуре, а именно к 0^0 . Тогда, на основании закона Гей-Люссака, находим, что наша единица массы газа занимает:

$$\text{при давлении } p_1 \text{ и температуре } 0^0 \text{ объем } \frac{v_1}{1 + \alpha t_1},$$

$$\text{а " " " } p_2 \text{ " " } 0^0 \text{ " } \frac{v_2}{1 + \alpha t_2}.$$

Применяя теперь закон Бойля-Мариотта, имеем

$$p_1 \cdot \frac{v_1}{1 + \alpha t_1} = p_2 \cdot \frac{v_2}{1 + \alpha t_2} \quad \text{или} \quad \frac{p_1 v_1}{1 + \alpha t_1} = \frac{p_2 v_2}{1 + \alpha t_2} = \text{пост.};$$

таким образом, произведение давления на объем, деленное на двучлен расширения, для единицы массы данного газа есть величина постоянная.

Полученную формулу можно преобразовать следующим образом: пусть наша единица массы газа занимает

$$\text{при давлении } p \text{ и температуре } t \text{ объем } v$$

$$\text{а " " " } p_0 \text{ " " } 0^0 \text{ " } v_0,$$

причем p_0 будем считать за нормальное давление; оно, как мы увидим ниже, равно 10333 кгр. на м^2 . На основании последней формулы имеем:

$$\frac{pv}{1 + \alpha t} = p_0 v_0.$$

Подставим $\frac{1}{273}$ вместо α , тогда $\frac{pv}{1 + \frac{t}{273}} = p_0 v_0$ или

$$\frac{pv}{273 + t} = \frac{p_0 v_0}{273}$$

Обозначая $\frac{p_0 v_0}{273} = R$ и $273 + t = T$, где T — абсолютная температура,

имеем: $\frac{pv}{T} = R$ или вообще:

$$pv = RT.$$

Полученное уравнение представляет собою уравнение Клапейрона. В этом уравнении v представляет собою объем, занимаемый единицей массы газа при давлении p и абсолютной температуре T (удельный объем), а R — некоторую постоянную, характеризующую данный газ.

Найдем численное значение постоянной R для сухого воздуха. Это значение зависит от выбора единиц для измерения массы, объема и давления газа.

Возьмем за единицу массы газа 1 кгр., объем будем выражать в м.³, а давление в кгр. на м.². Согласно предыдущему,

$$R = \frac{p_0 v_0}{273}.$$

Как увидим дальше, $p_0 = 10333 \frac{\text{кгр.}}{\text{м.}^2}$; что касается v_0 , то при нормальном давлении и температуре 0° объем, занимаемый 1 кгр. сухого воздуха, равен 0.7733 м.³; следовательно $v_0 = 0.7733 \text{ м.}^3$ и $R = \frac{10333}{273 \times 0.7733} = 29.27$.

Таким образом, газовая постоянная для сухого атмосферного воздуха

$$R = 29.27.$$

Для других газов постоянная $R = \frac{29.27}{\delta}$, где δ — плотность данного газа относительно воздуха. Для влажного атмосферного воздуха газовую постоянную с достаточной точностью можно также принять равной 29.27.

Если за систему единиц возьмем систему CGS, т. е. см., гр. и сек., тогда $R = 2.87 \times 10^6$, причем в этом случае за единицу массы надо взять 1 гр., объем надо выражать в см.³, а давление в динах на см.²

Вес куб. метра воздуха. Атмосферный воздух всей своей массой давит на земную поверхность, причем величина этого давления измеряется обычно высотой ртутного столба, поднятого в барометре. Пусть высота ртути составляет h см.; в таком случае атмосферное давление p , выраженное в граммах и рассчитанное на см.² земной поверхности, равно, очевидно, весу столба ртути с поперечным сечением в 1 см.² и высотой в h см. Так как объем этого столба ртути равен $h \text{ см.}^3$, а плотность ртути по отношению к воде равна 1.3596, то, очевидно, для искомого давления имеем:

$$p = h \times 13.596 \text{ гр./см.}^2$$

За нормальное давление принимается давление, соответствующее столбу ртути высотой в 76 см. или 760 мм., взятому у уровня моря под широтой в 45° . Таким образом, нормальное атмосферное давление равно, очевидно, $p_0 = 1033.3$ гр./см.², т. е. около 1 кгр. на один см.². Если давление рассчитывать не на см.², а на м.², то оно должно быть в 10000 раз больше, и потому нормальное давление равняется $p_0 = 10333$ кгр./м.² или, приблизительно, 10 тоннам на м.²

В состоянии равновесия каждый горизонтальный слой воздуха находится под давлением, равным весу всего расположенного над ним столба воздуха, рассчитанному на поперечное сечение, равное единице (см.² или м.²). Давление это уравнивается упругостью воздуха в этом слое, т. е. давлением, которое производит этот воздух на окружающие его массы воздуха. Допустим, что воздух в данном месте быстро нагревается, тогда упругость его соответственно возрастает и в течение некоторого времени она может быть выше давления, производимого вышележащими слоями воздуха. Точно также, если в известном объеме происходит быстрое сгущение водяных паров, то упругость воздуха уменьшится на величину, равную упругости сгустившихся паров. Строго говоря, наши барометры измеряют упругость того слоя воздуха, в котором они помещены, и лишь в случае равновесия они дают нам также давление, производимое всей массой вышележащего столба воздуха.

Точные измерения показывают, что у уровня моря под широтой 45° один м.³ сухого воздуха при температуре 0° и нормальном давлении, равном 760 мм. ртутного столба или 10333 кгр./м.², весит $G_0 = 1.29305$ кгр. Допустим теперь, что наш м.³ воздуха попрежнему расположен у уровня моря под широтой 45° , но имеет упругость p кгр./м.², причем в нем содержатся водяные пары, упругость которых составляет e ; пусть температура воздуха 0° . В этом случае наш м.³ воздуха состоит из смеси одного м.³ сухого воздуха с упругостью $p - e$ и одного м.³ водяного пара с упругостью e . Первый, очевидно, должен

весить $1.29305 \times \frac{p - e}{10333}$ кгр.; второй — $1.29305 \times \frac{e}{10333} \times 0.622$, где 0.622

есть плотность водяного пара по отношению к воздуху. Полный вес нашего м.³ влажного воздуха равен сумме этих весов, т. е. равен:

$$\frac{1.29305}{10333} (p - e + 0.622 e) \text{ или } 1.29305 \cdot \frac{p}{10333} (1 - 0.378 \frac{e}{p}) \text{ кгр.}$$

Если температура воздуха не 0° , а t° , то вес того же объема воздуха будет

$$\text{равен } 1.29305 \frac{p}{10333} \frac{1}{1 + \alpha t} (1 - 0.378 \frac{e}{p}) \text{ кгр.}$$

До сих пор мы предполагали, что рассматриваемый нами м.³ воздуха расположен у уровня моря под широтой 45° ; пусть напряжение силы тяжести равно здесь g_{45} . Чтобы определить вес того же воздуха под некоторой широтой φ и на высоте h над уровнем моря, надо полученный нами вес умножить на g/g_{45} , где g — напряжение тяжести для данного места. Измерения силы тяжести показывают, что

$$g = g_{45} (1 - 0.00264 \cos 2\varphi) (1 - \beta h),$$

где $\beta = 0.000000314$, если h выражено в м.

Следовательно, окончательно имеем для веса одного м.³ влажного воздуха:

$$G = 1.29305 \frac{p}{10333} \frac{1}{1 + \alpha t} (1 - 0.378 \frac{e}{p}) (1 - 0.00264 \cos 2\varphi) (1 - \beta h)$$

или так как $\frac{10333}{1.29305}$ равно 7991,

$$G = \frac{p}{7991} \frac{1}{1 + \alpha t} (1 - 0.378 \frac{e}{p}) (1 - 0.00264 \cos 2\varphi) (1 - \beta h) \text{ кгр.},$$

где давление p выражено в кгр. на м.²

Входящий в это выражение делитель 7991 имеет определенное физическое значение. В самом деле, если допустить, что плотность воздуха на всех высотах та же, что и у уровня моря и что во всей толще атмосферы температура равна 0°, то в таком случае вес куб. метра воздуха на всех высотах, если пренебречь изменением напряжения силы тяжести, был бы равен 1.29305 кгр. Чтобы такая однородная атмосфера давала у уровня моря нормальное давление, равное 10333 кгр./м.², необходимо, чтобы высота ее составляла бы всего лишь $10333 : 1.29305 = 7991$ м. Эта высота называется высотой однородной атмосферы.

Изменение давления с высотой. Барометрическая формула. Атмосферное давление, по мере поднятия над земной поверхностью, уменьшается; математический анализ показывает, что если высота места над уровнем моря растет в арифметической прогрессии, то давление убывает в прогрессии геометрической. Так, напр., если бы вся атмосфера имела 0°, тогда на высоте 5540 м. давление составило бы половину давления, имеющегося у поверхности земли; на высоте в два раза большей давление составило бы одну четверть начального, на высоте в три раза большей оно составило бы одну восьмую начального давления и т. д. Таким образом, если бы у поверхности земли давление было 760 мм., оно было бы равно 76 мм. на высоте 18.4 км., 7.6 мм. на высоте 36.8 км., 0.76 мм. на высоте 55.2 км. В действительности падение давления с высотой идет еще быстрее, так как в верхних слоях температура значительно ниже, чем 0°.

Высота атмосферы, на которой еще имеется заметное давление, очень мала по сравнению с размерами земли, средний радиус которой равен 6371 км. Можно считать, что все главнейшие метеорологические явления происходят в слое воздуха, мощностью не более 30 км.; эта толща очень мала по сравнению с теми горизонтальными расстояниями, с которыми мы имеем дело на земле.

Закон изменения давления с высотой выражается следующей формулой Лапласа:

$$n = 18401.2(1 + 0.00366t)(1 + 0.378 \frac{e}{p})(1 + 0.0026 \cos 2\varphi)(1 + \beta h) \lg_{10} \frac{p}{p_n}$$

В этой формуле p и p_n означают давление на нижней и верхней станциях, n — разность высот обеих станций, выраженную в м.; остальные обозначения те же, что и в предыдущей формуле, причем t представляет собою среднюю температуру столба воздуха между нижней и верхней станциями (без значительной погрешности можно принять ее равной средней арифметической температур воздуха нижней и

верхней станций); то же относится к $\frac{e}{p}$, φ и h ; так как β очень малая величина, то для h можно взять приближенное значение или же можно множителем $1 + \beta h$ без большой погрешности вовсе пренебречь. Так как e , p и p_n входят в формулу Лапласа в виде отношений, то их можно брать в любых единицах или в кгр./м.² или в мм. ртутного столба; обычно их берут в мм. ртутного столба.

Помощью формулы Лапласа можно решить следующие три задачи: 1) зная давление, температуру и влажность воздуха, как на нижней, так и на верхней станциях, найти разность уровней обеих станций (барометрическое нивелирование); 2) зная давление, температуру и влажность воздуха на нижней станции, а также закон изменения температуры и влажности с высотой, найти давление на любой высоте; 3) зная давление, температуру и влажность воздуха для верхней станции, а также высоту этой станции и изменение температуры и влажности воздуха с высотой, найти давление на нижней станции.

Вместо сложной формулы Лапласа, для сравнительно небольших высот можно применять упрощенную формулу Бабине:

$$n = 8000 \frac{2(p - p_n)}{p + p_n} (1 + \alpha t).$$

Формулу эту нетрудно вывести элементарным способом: пусть у поверхности земли (нижняя станция) атмосферное давление равно p кгр./м.², а на высоте n метров (верхняя станция) p_n кгр./м.²; вообразим себе в атмосфере вертикальный столб воздуха от нижней станции до верхней, основание которого равно 1 м.². Очевидно, давление p на нижнее основание нашего столба будет больше давления p_n на верхнее основание на вес всего указанного столба воздуха. Пусть вес этого столба равен S кгр., тогда

$$p - p_n = S.$$

Найдем вес столба S . Приближенно можно допустить, что вес этот равен произведению объема всего столба V на средний удельный вес его G , т. е. $S = V G$. Объем столба, очевидно, равен произведению площади основания (в 1 м.²) на высоту n м., т. е. $V = n$ м.³. Что касается среднего удельного веса, то приближенно можно допустить, что он

равен весу м.³ воздуха при давлении $\frac{p + p_n}{2}$ (среднее арифметическое давление для обеих станций) и при температуре t (средняя арифметическая температура обеих станций). Так как $G_0 = 1.29305$ кгр./м.³, при давлении $p_0 = 10333$ кгр./м.² и при 0° , то

$$G = 1.29305 \frac{p + p_n}{2 \times 10333} \frac{1}{1 + \alpha t}.$$

Таким образом

$$p - p_n = 1.29305 \frac{p + p_n}{2 \times 10333} \frac{n}{1 + \alpha t}.$$

Так как $\frac{10333}{1.29305} = 7991$ или приближенно 8000, то

$$p - p_n = \frac{p + p_n}{2 \times 8000} \frac{n}{1 + \alpha t}.$$

$$\text{Откуда: } n = 8000 \frac{2(p - p_n)}{p + p_n} (1 + \alpha t).$$

Наличием водяных паров, при выводе этой формулы, мы пренебрегаем. Заметим, что для высоты $n = 2000$ м. и для $p_n = 500$ мм. эта формула дает погрешность, не превосходящую 1%.

Воспользуемся формулой Бабинэ для решения следующей задачи: найдем высоту, на которую надо подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 мм.; высота эта называется барометрической ступенью. В данном случае $p - p_n = 1$ мм.; кроме того, без значительной погрешности можно принять $p + p_n = 2p$; подставляя эти выражения в формулу Бабинэ, получим следующую формулу для барометрической ступени:

$$n = \frac{8000}{p} (1 + \alpha t)$$

или с достаточной для этого случая точностью:

$$n = \frac{8000}{p} (1 + 0.004t).$$

Помощью этой формулы нетрудно вычислить барометрическую ступень при $t = 0^\circ$ для различных давлений:

давление в мм.	760	700	600	500
барометр. ступень в м. .	10.5	11.4	13.3	16.0.

Если температура не равна 0° , а выше 0° , то вычисленную на основании предыдущей формулы барометрическую ступень надо увеличить в $1 + 0.004t$ раз, т. е. для каждого градуса увеличить на 0.4%; если $t = 15^\circ$, то барометрическую ступень, найденную для 0° , надо увеличить на 6%.

Барометрической ступенью весьма удобно пользоваться для приведения давления к уровню моря. В самом деле, барометры на различных метеорологических станциях могут быть расположены на разных высотах над уровнем моря и для того, чтобы сравнивать давления на соседних станциях, следует приводить показания барометров к одной и той же высоте; при этом обычно приводят показания барометров к уровню моря. Если высота барометра над уровнем моря сравнительно невелика, то удобнее всего пользоваться для этого приведения барометрической ступенью.

Пусть, напр., барометр расположен на высоте 30 м. над уровнем моря, причем барометр отметил давление 758.2 мм. Спрашивается, какое давление показал бы барометр, если бы он был помещен у уровня моря. Допустим, что температура воздуха равна 0° , тогда барометрическая ступень была бы равна $8000 : 758.2 = 10.56$ м. Таким образом, при понижении барометра на 10.56 м. давление должно увеличиться на 1 мм. Но высота нашего барометра над уровнем моря равна 30 м.; при понижении барометра на эти 30 м., показание его должно увеличиться на $30 : 10.56 = 2.8$ мм. Итак барометр у уровня моря должен приблизительно показывать $758.2 + 2.8 = 761.0$ мм. Теперь мы можем уже найти более точное значение барометрической ступени. Для этого найдем среднее арифметическое давление верхней и нижней станций; оно будет $(758.2 + 761.0) : 2 = 759.6$ мм.; отсюда получаем более точное значение барометрической ступени $8000 : 759.6 = 10.53$. До сих пор мы принимали температуру равной 0° . Пусть температура воздуха во время отсчета барометра была 15° ; в таком случае поправка барометрической ступени на температуру рав-

няется $10.53 \times 0.004 \times 15 = 0.63$. Истинная барометрическая ступень равна, очевидно, $10.53 + 0.63 = 11.16$ мм.; поэтому истинное повышение давления равно $30 : 11.16 = 2.7$ мм. Отсюда находим, что давление на уровне моря должно быть $758.2 + 2.7 = 760.9$ мм.

Плотность и состав атмосферного воздуха на различных высотах. На основании барометрической формулы можно вычислить давления атмосферы на различных высотах, а также и плотность воздуха. Однако, для этого необходимо знать закон изменения температуры с высотой. Наши сведения о распределении температуры по вертикали ограничиваются высотой не более 30 км. Таким образом, для высот, больших 30 км., значения как давления, так и плотности воздуха, получаются не точные. Кроме того, состав воздуха на больших высотах значительно отличается от его состава в нижних слоях атмосферы; состав верхнего воздуха нам точно неизвестен и это также осложняет задачу определения давления и плотности воздуха на значительных высотах.

Как мы видели выше, атмосфера наша представляет собою смесь различных газов и паров; рассмотрим, насколько применим к ней закон Дальтона. Согласно закону Дальтона, давление смеси газов, химически не действующих друг на друга, равно сумме давлений, которые обнаруживал бы каждый из газов, если бы он один заполнял весь тот объем, который занимает наша смесь. Давление каждого отдельного газа называется *парциальным давлением*. Таким образом, по закону Дальтона, давление смеси газов должно равняться сумме парциальных давлений всех газов, составляющих данную смесь. На основании этого закона, нашу атмосферу можно рассматривать, как составленную из ряда как бы самостоятельных атмосфер азота, кислорода, аргона и т. д. Общее давление у поверхности земли должно равняться сумме парциальных давлений каждой из этих отдельных атмосфер.

Однако, закон Дальтона применим лишь к атмосферам вполне установившимся, в которых нет прихода или расхода составляющих эту смесь газов. Нетрудно видеть, что закон Дальтона неприменим к водяным парам, содержащимся в атмосфере. В самом деле, с поверхности почвы происходит постоянное испарение воды, наделяющее нижние слои атмосферы водяными парами; в то же время имеющиеся в атмосфере водяные пары постоянно сгущаются, переходя в облака; кроме того, для каждой температуры существует максимум упругости водяных паров (упругость паров, насыщающих пространство). Все это показывает, что водяные пары не могут образовать самостоятельную атмосферу, и упругость водяных паров, измеряемая гигрометром, имеет лишь местное значение и не выражает давления всей толщи атмосферы водяных паров. Напротив того, для постоянных газов атмосферы можно до известной степени считать применимым закон Дальтона и для каждого из этих газов можно найти особую барометрическую формулу.

Эти формулы дают возможность вычислить парциальные давления на разных высотах, а также соответствующее содержание различных газов. При таких допущениях процентное содержание отдельных газов на различных высотах в атмосфере, согласно вычислениям Гемфриса, выражается кривыми, изображенными на рис. 7.

Нетрудно видеть, что до высоты около 70 км. главную составную часть атмосферы составляет азот, причем на высоте 50 км. содер-

жание азота достигает почти 87%. Начиная с высоты 60 км., процентное содержание азота быстро падает; напротив того, содержание водорода быстро возрастает: на высоте 70 км. содержание водорода достигает почти 33%, на высоте 80 км.—65% и на высоте 90 км.—88%; на высоте 140 км. оно превосходит 99%. Содержание кислорода, после

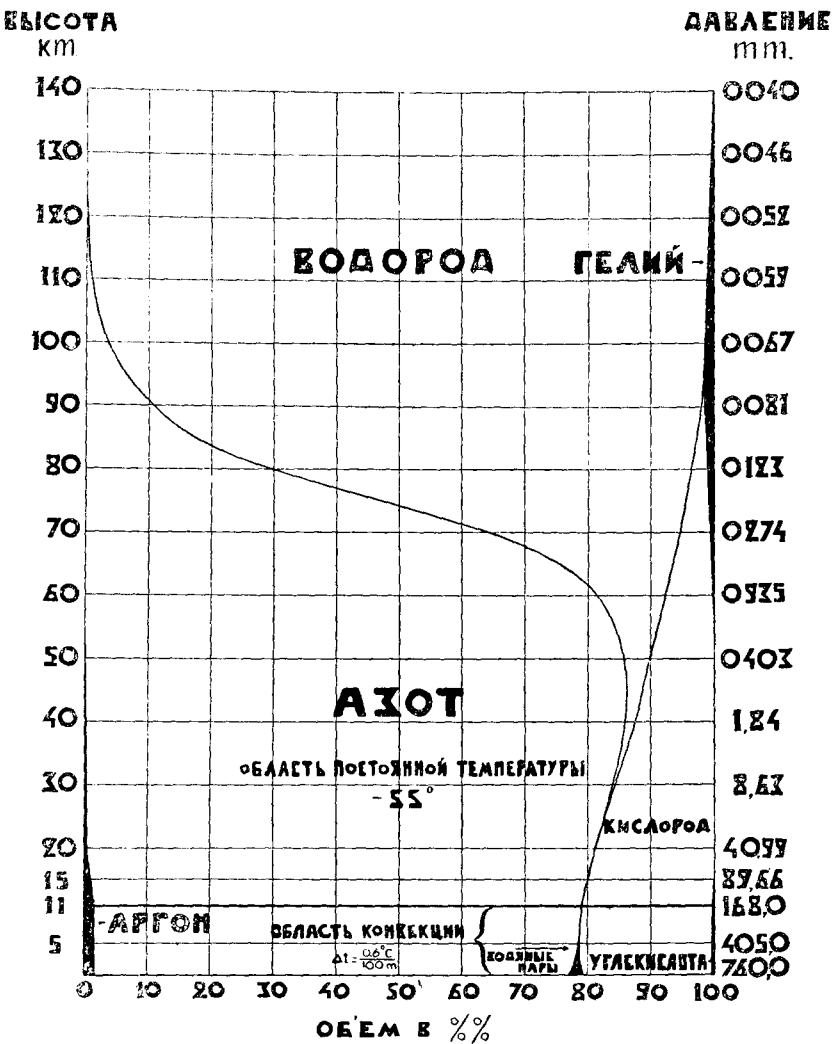


Рис. 7. Состав атмосферного воздуха на разных высотах.

небольшого увеличения до высоты 11 км., непрерывно падает: на высоте 50 км. оно составляет всего 10%, на высоте 80 км.—2% и на высоте 100 км. 0.1%.

На основании воздушных поднятий над средней Европой, Гемфрис дает следующую таблицу для распределения давления, упругости водяных паров и плотности воздуха на различных высотах для лета и зимы.

Высота в км. над ур. моря.	Л е т о.			З и м а.		
	Давление в мм.	Упру- гость па- ров в мм.	Плотность воздуха гр./м. ³	Давление в мм.	Упру- гость па- ров в мм.	Плотность воздуха гр./м. ³
0.0	762.55	10.46	1224.42	763.35	4.69	1287.58
0.5	718.75	9.17	1159.17	717.42	4.35	1212.31
1.0	677.24	7.81	1099.61	674.11	3.56	1147.23
2.0	600.31	4.97	995.19	594.37	2.27	1025.03
3.0	530.2	3.12	897.73	522.99	1.30	919.87
4.0	468.23	1.87	808.07	458.91	0.72	826.62
5.0	411.93	1.06	726.57	401.32	—	743.33
6.0	361.32	0.57	653.35	349.62	—	666.41
8.0	274.98	—	527.26	261.94	—	530.41
10.0	205.77	—	418.94	193.19	—	410.34
12.0	151.80	—	319.03	141.11	—	303.43
14.0	111.58	—	234.50	102.99	—	221.46
16.0	82.03	—	172.40	75.28	—	161.66
18.0	60.32	—	126.77	54.89	—	118.03
20.0	44.37	—	93.25	40.09	—	86.20
25.0	20.60	—	43.29	18.28	—	39.31
30.0	9.58	—	20.13	8.35	—	17.95
35.0	4.46	—	9.37	3.82	—	8.21
40.0	2.08	—	4.37	1.75	—	3.76

Числа эти показывают, что давление на всех высотах, кроме уровня моря, летом больше, чем зимою; объясняется это тем, что зимою, вследствие более низкой температуры, давление падает по мере поднятия быстрее, чем летом. Упругость водяных паров падает с высотой значительно быстрее, чем атмосферное давление; так, напр., на высоте 2 км. оно уже вдвое меньше, чем у поверхности земли. Что касается плотности воздуха, то до высоты около 8 км. плотность воздуха зимою больше, чем летом (влияние более низкой температуры зимою); для высот более 8 км. плотность зимою меньше, чем летом (влияние более низкого давления зимою).

На основании изложенного, приходим к следующим положениям о строении нашей атмосферы. В самом нижнем слое атмосферы, как показывают воздушные поднятия, температура вообще падает с высотой; этот слой в средних широтах простирается приблизительно до 11 км. и называется тропосферой; в тропосфере имеют место восходящие и нисходящие течения и образуются все известные нам виды облаков; благодаря вертикальной конвекции состав атмосферного воздуха в этом слое постоянный, такой же, как и у земной поверхности. И действительно, пробы воздуха, взятые при воздушных поднятиях с высот до 15 км., обнаружили постоянство состава воздуха в этом слое атмосферы. Наконец, верхняя граница слоя тропосферы оказывает влияние на ход сумерок (конец гражданских сумерок). Вообще этот слой атмосферы хорошо изучен, и мы обладаем достаточно полными сведениями о распределении здесь температуры, влажности воздуха, ветра, давления и проч.

Далее вверх, начиная в среднем с высоты 11 км., идет слой стратосферы; здесь температура остается почти постоянной и для средних широт составляет около -55° . В области стратосферы вертикальные течения отсутствуют, отсутствуют также обычные виды облаков. Слой стратосферы простирается, приблизительно, до высоты 70 км. над земной поверхностью. У верхней границы стратосферы находятся последние слои атмосферы, участвующие в явлении сумерок; на этой же

высоте плавали серебристые облака. Оба слоя—тропосферу и стратосферу—Вегенер объединяет в сферу азота, так как здесь преобладающей составной частью является азот.

Выше 70 км. процентное содержание азота быстро падает, и начинается, по мнению многих ученых, сфера водорода. Действительно, как мы видели, на этой высоте процентное содержание водорода быстро растет, если только применим закон Дальтона. Здесь происходят загорание и движение метеоритов, а также явления полярных сияний.

Однако, существование водорода в высоких слоях атмосферы вызывает большое сомнение, тем более, что до сих пор не установлено точно количественное содержание его в нижних слоях атмосферы. Многолетние, тщательные исследования спектров полярных сияний привели в последние годы Вегарда к заключению, что в верхних слоях атмосферы нет места для водорода. По мнению Вегарда, все линии спектров полярных сияний должны принадлежать азоту; в частности, наблюдаемая здесь характерная зеленая линия, согласно его лабораторным опытам, получается при действии катодных лучей на твердый азот при температуре жидкого воздуха. На основании этого Вегард предполагает, что в верхних слоях атмосферы имеется азот в твердом состоянии в виде мельчайших пылинок, размеры коих порядка средней длины световой волны. Гипотеза Вегарда в свою очередь вызывает в настоящее время ряд возражений.

Так, Мак-Леннан и Шрум показали, что линии спектра твердого азота, находящегося под ударами электронов, не совпадают с линиями спектра полярных сияний и что наиболее характерная линия полярных сияний получается при электрическом разряде через смесь кислорода и гелия. Таким образом, более вероятным является предположение, что в верхних слоях имеется гелий, а также, быть может, водород при температуре около -55° (для средних широт).

Наконец, Линдеман и Добсон, на основании изучения метеоров, пришли к выводу, что в атмосфере на высоте 50 км. должна быть высокая температура около 30° . Однако, это предположение также вызывает большие сомнения.

Весьма интересные соображения о природе верхних слоев атмосферы были высказаны в последнее время Вегенером. По его мнению, на высоте около 60 км. заканчивается слой стратосферы и далее вверх начинается слой верхней тропосферы; в этом слое снова получается падение температуры с высотой; здесь снова имеют место вертикальные течения и образуются облака, которые мы и наблюдаем иногда в виде светящихся ночных облаков; на высоте 80 км., по расчетам Вегенера, температура между -100° и -110° .

В виду неопределенности получаемых результатов, Гемфрис предлагает использовать ракеты для взятия проб воздуха из самых верхних слоев атмосферы. Можно надеяться, что проект Гемфриса будет осуществлен в ближайшие годы.

Таким образом, пока мы еще не имеем точных сведений о составе и строении верхних слоев атмосферы; вопрос этот в настоящее время находится еще в стадии разработки. Во всяком случае те скудные сведения, которые мы получаем о структуре верхних слоев атмосферы, благодаря совершающимся здесь явлениям, пока недостаточны для надежных заключений.

Г Л А В А II.

Солнечная радиация.

Солнечная радиация. Источником всех явлений, совершающихся на земле и в ее атмосфере, служит солнечная радиация, т. е. лучистая энергия, испускаемая солнцем и проникающая в нашу атмосферу. По сравнению с нею, лучистая энергия, посылаемая на землю луною, планетами и звездами, совершенно ничтожна. По вычислению Ньюкомба, соединенное действие всех звезд и планет составляет всего лишь $1/300000000$ долю солнечной радиации; в то же время, как показал Ланглей, радиация полной луны может повысить температуру зачерненного шарика термометра всего лишь на $\frac{1}{6000}^{\circ}$. Внутреннее

тепло земли также оказывает ничтожное действие на температуру земной поверхности и прилежащих слоев атмосферы; благодаря ей, как показывают вычисления, 1 кв. см. земной поверхности получает в год всего лишь 54 малых калорий, что составляет, приблизительно, $1/5000$ долю тепла, посылаемого солнцем. Интересно отметить, что указанное внутреннее тепло земли, передаваемое земной поверхности, может быть объяснено присутствием в земной коре радиоактивных веществ; эти вещества непрерывно распадаются и при распаде выделяют тепло; нам неизвестно количество радиоактивных веществ, содержащееся во внутренних слоях земли; допустим, что в них содержится такое же количество, как и в поверхностных слоях; при таком предположении, как показывают вычисления, полное количество тепла, посылаемое изнутри земли, могло бы быть покрыто теми запасами радиоактивных веществ, которые содержатся в наружном слое земли, толщиной всего лишь в 16 км. Таким образом, внутреннее тепло земли в значительной мере может быть обусловлено радиоактивными веществами, содержащимися в земле.

Запасы тепла, посылаемые солнцем на землю, очень велики. По приблизительным подсчетам солнце посылает на землю в течение года 1.34×10^{24} гр.-калорий. Чтобы составить себе понятие о таком колоссальном количестве тепла, заметим, что оно в состоянии растопить слой льда в 36 м. толщиной, покрывающий всю земную поверхность при 0° ; в то же время количество тепла, получаемое от солнца экваториальным поясом земной поверхности, способно растопить слой льда в 44.2 м.; это последнее количество тепла может перевести в водяной пар слой воды в 5.49 м. при температуре 26° (средняя температура воздуха в экваториальном поясе).

Таким образом, главным источником, нагревающим земную поверхность и прилежащие слои воздуха, является солнечная радиация. Благодаря ей в атмосфере и почве поддерживается тот запас тепла, который необходим для органической жизни на земле. Солнечной радиации мы обязаны также процессами испарения воды с земной поверхности; эти водяные пары выпадают затем в виде осадков, питающих источники и реки. Наконец, благодаря солнечной радиации, на земле устанавливаются разности температур и давлений воздуха, даю-

щие начало воздушным и морским течениям. Можно сказать, что все движения и вся жизнь на земле вызываются и поддерживаются одним источником—солнечной энергией.

Основные законы лучеиспускания нагретых тел. Для более полного ознакомления с характером лучистой энергии, испускаемой солнцем, остановимся раньше всего на основных законах лучеиспускания. Всякое твердое или жидкое тело, имеющее любую температуру выше абсолютного нуля (-273°), излучает из себя энергию и в то же время получает со всех сторон лучистую энергию, испускаемую окружающими телами. Если тело получает извне большее количество энергии, чем излучает, то температура его повышается; если, напротив, оно получает меньшее количество энергии, чем лучеиспускает, то температура его понижается; наконец, если тело лучеиспускает столько же энергии, сколько и поглощает, то температура его остается постоянной и устанавливается подвижное тепловое равновесие. Если твердое или жидкое тело лучеиспускает по законам лучеиспускания черного тела, то, на основании закона Стефана, каждый см.² его поверхности лучеиспускает в единицу времени количество лучистой энергии, пропорциональное четвертой степени его абсолютной температуры; допустим, что температура излучающего черного тела равна t° , тогда абсолютная температура его $T = 273 + t$; каждый см.² его поверхности излучает в одну минуту количество энергии

$$E = \sigma \cdot T^4,$$

$$\text{где } \sigma = 8.18 \times 10^{-11} \frac{\text{кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}.$$

Таким образом, количество энергии, испускаемое телом, быстро возрастает с повышением температуры.

В то же время с повышением температуры изменяется также и характер лучистой энергии, испускаемой телом. При низких температурах тело испускает лишь невидимые лучи с большой длиной волны. По мере повышения температуры тела, к этому излучению присоединяются лучи все более и более короткой длины волны. При t около 420° (эта температура до некоторой степени зависит от вещества) тело начинает испускать и видимые красные лучи; получается темно-красное каление; при $t = 525^{\circ}$ тело приходит в красное каление, при 1000° в желтое и начиная с 1600° твердое или жидкое тело находится уже в состоянии белого каления: оно излучает непрерывный спектр, обладающий кроме инфракрасных лучей всем комплексом видимых лучей. Если тело имеет достаточно высокую температуру, то получается непрерывный спектр, начинающийся с инфракрасных лучей и заканчивающийся ультрафиолетовыми.

Энергия в различных частях этого спектра распределяется неравномерно: если идти от более длинных волн к более коротким, то энергия, испускаемая каждым участком спектра, сначала быстро повышается, для некоторой длины волны, которую обозначим через λ_m достигает максимума, а затем, при дальнейшем уменьшении длины волны, напряжение испускаемой энергии снова уменьшается. Максимум энергии при данной температуре приходится на определенную длину волны λ_m . С повышением температуры этот максимум энергии непрерывно перемещается в сторону коротких волн. При этом, на основании закона Вина, произведение λ_m на абсолютную температуру

для черного тела есть величина постоянная. Если абсолютная температура черного тела T и если λ_m выражена в микронах (микрометр равен 0.001 мм. и обозначается буквой μ), то имеем:

$$T \cdot \lambda_m = 2920.$$

Закон Вина, повидимому, приложим и к другим телам, так, напр., для платины имеем:

$$T \cdot \lambda_m = 2630.$$

Пользуясь законом Вина, мы можем определить температуру абсолютно черного тела, если известна длина волны, соответствующая максимуму энергии.

В то время, как твердые и жидкие тела испускают непрерывный спектр, светящие газы и пары дают прерывистый спектр, состоящий из отдельных светлых полос или линий; число таких полос и линий и их распределение зависит от химических свойств вещества.

Все тела подчиняются при этом закону Кирхгоффа, согласно которому они поглощают те самые лучи, которые при той же температуре испускают. Если помощью спектроскопа или дифракционной

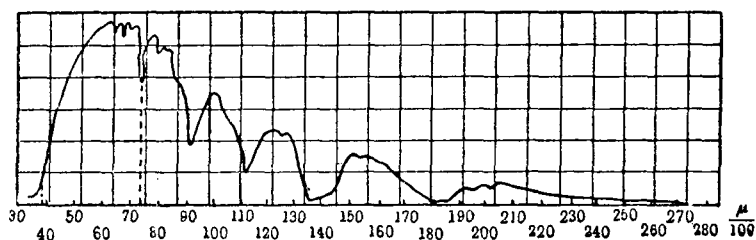


Рис. 8. Нормальный солнечный спектр.

решетки разложить солнечную радиацию на составные части, то от лучеиспускающей поверхности солнца—так наз. фотосферы, находящейся в огненно-жидком состоянии, должен получиться непрерывный спектр; этот непрерывный спектр, как показывают наблюдения, пересекается множеством темных—так наз. фраунгоферовых линий. Происхождение этих темных линий следующее: солнечная радиация, испускаемая фотосферой, проходит через солнечную атмосферу, имеющую толщину около 10000 км. и состоящую из раскаленных паров и газов; эта атмосфера поглощает определенные лучи, идущие от фотосферы, и, на основании закона Кирхгоффа, в свою очередь испускает такие же лучи; однако, интенсивность этих испускаемых лучей сравнительно невелика и соответствующие им части спектра кажутся темными на светлом фоне общего непрерывного спектра, испускаемого фотосферой. Солнечным лучам приходится еще проходить через земную атмосферу, вследствие чего в спектре солнца у поверхности земли получают еще дополнительные темные линии, обусловленные поглощением лучистой энергии земной атмосферой, это—так наз. земные или теллурические линии. На рис. 8 дан общий вид нормального солнечного спектра.

Напряжение солнечной радиации. Для того, чтобы судить о напряжении солнечной радиации, выделим мысленно из общего потока солнечных лучей цилиндрический пучок, имеющий поперечное сечение в 1 кв. см. Поставим на пути этого пучка какое-нибудь тело,

имеющее вычерненную поверхность, поглощающую все падающие на него солнечные лучи; пусть эта поверхность имеет площадь в 1 кв. см. и поставлена перпендикулярно или нормально к солнечным лучам. Подвергнем эту поверхность действию солнечной радиации в течение одной минуты. Количество тепла, полученное нашей зачерненной поверхностью и измеренное тем или другим способом, даст нам количество энергии, которое несет каждую минуту пучек солнечных лучей, имеющий поперечное сечение в 1 кв. см. Это количество энергии будем называть напряжением солнечной радиации; численное значение ее, выраженное в малых калориях, будем обозначать через J . Это количество J , очевидно, равно тому количеству тепла, которое получает в 1 минуту зачерненная поверхность в 1 см.², поставленная перпендикулярно к солнечным лучам. Допустим, что измеренное таким образом количество тепла равно 1.1 мал. калории;

$$\text{тогда } J = 1.1 \frac{\text{мал. кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$$

На практике важно определить количество тепла, получаемое горизонтальной поверхностью. Если обозначить через J_1 количество тепла, получаемое в 1 минуту одним см.² горизонтальной поверхности, тогда, на основании законов оптики, имеем (рис. 9):

$$J_1 = J \cdot \sin h,$$

где h — угол, образованный солнечными лучами с горизонтальной поверхностью; угол h называется высотой солнца над горизонтом. Аналогичная формула применима и к более общему случаю: пусть дана некоторая поверхность, образующая с направлением лучей угол φ , тогда количество тепла J_φ , получаемое 1 см.² этой поверхности в одну минуту, может быть выражено формулой:

$$J_\varphi = J \cdot \sin \varphi.$$

Таким образом, зная напряжение солнечной радиации, мы можем вычислить количество тепла, получаемое поверхностью, образующей с солнечными лучами любой угол, при условии, что все падающие лучи поглощаются этой поверхностью.

Понятие о солнечной постоянной. Как увидим ниже, напряжение солнечной радиации, достигающей земной поверхности, изменяется в очень широких пределах. Эти изменения обусловлены, с одной стороны, ббльшим или меньшим поглощением радиации земной атмосферой, с другой стороны, напряжение солнечной радиации, идущей от солнца, еще до прохождения через земную атмосферу, испытывает некоторые колебания. Напряжение солнечной радиации у внешних пределов атмосферы или то напряжение ее, которое имело бы место у земной поверхности, если бы земная атмосфера была бы совершенно прозрачной, называют солнечной постоянной. Точные наблюдения американских астрофизиков и других ученых в разных частях земного шара показали, что солнечная постоянная в среднем

равна $1.94 \frac{\text{мал. кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$. Однако, эта „солнечная постоянная“ не остается постоянной, но подвержена некоторым колебаниям; среди

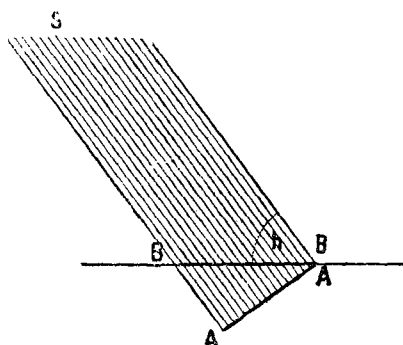


Рис. 9. Солнечная радиация на горизонтальную поверхность.

этих колебаний выступают изменения с периодом приблизительно в 11 лет; последний совпадает с периодом изменения числа солнечных пятен на поверхности солнца; при этом наблюдения показывают, что в годы максимума пятен, когда поверхность солнца находится в наиболее деятельном состоянии, солнечная постоянная увеличивается приблизительно на 2⁰/₀, по сравнению с солнечной постоянной в годы минимума пятен. Ниже мы остановимся подробнее на колебаниях солнечной постоянной.

Наконец, кроме колебаний в самой радиации, испускаемой солнцем, количество энергии, достигающей земли, должно меняться вследствие изменений расстояния земли от солнца. Как известно, земля в течение года описывает вокруг солнца не окружность, а эллипс, в одном из фокусов которого находится солнце; вследствие этого расстояние земли от солнца меняется в течение года; разница между наибольшим и наименьшим расстоянием земли от солнца составляет около 3.3⁰/₀ среднего расстояния земли от солнца. Так как напряжение радиации должно изменяться обратно пропорционально квадрату расстояния, то нетрудно показать, что во время наименьшего расстояния земли от солнца приток солнечной энергии на внешнюю границу атмосферы должен быть на 6.7⁰/₀ больше, чем в то время, когда земля наиболее удалена от солнца.

Как показывают вычисления, температура поверхности земли при повышении солнечной радиации на 6—7⁰/₀ должна повыситься на 4°. Так как в настоящее время земля бывает в ближайшем расстоянии от солнца во время зимы в нашем северном полушарии, то, очевидно, зима в северном полушарии должна быть теплее, нежели зима южного полушария. Но при этом надо иметь в виду, что зимнее полугодие у нас короче. В результате, как показывают вычисления, полное количество тепла, получаемое всей землей в летнее и зимнее полугодие, одинаково и оба полушария в течение года получают одинаковое количество тепла от солнца.

Чтобы судить о том, как распределяется по различным широтам солнечное тепло, достигающее внешних пределов земной атмосферы, примем, что на экваторе в течение целого дня во время весеннего равноденствия получается количество тепла, равное 1.000. Тогда для различных широт имеем следующие количества тепла, выраженные в относительных единицах (буква N обозначает северную, буква S—южную широту):

Широта	0°	20°N	40°N	60°N	90°N	90°S
20 марта	1.000	0.934	0.763	0.499	0.000	0.000
21 июня	0.881	1.040	1.103	1.090	1.202	0.000
22 сентября	0.984	0.938	0.760	0.499	0.000	0.000
21 декабря	0.942	0.679	0.352	0.000	0.000	1.284

Разные количества тепла, получаемые экватором во время летнего и зимнего солнцестояний, а также во время весеннего и осеннего равноденствий, объясняются различным расстоянием земли от солнца в эти времена года. Тем же обстоятельством объясняется и то, что северный полюс получает во время летнего солнцестояния меньшее количество тепла, нежели южный полюс во время зимнего солнцестояния. Числа эти показывают также, что количество тепла, попадаю-

щее в нашу атмосферу, в среднем годовом убывает с увеличением широты, причем полюс получает в среднем за год 41% тепла, получаемого экватором. Интересно отметить, что во время летнего солнцестояния северный полюс в течение суток получает на 36% больше тепла, нежели экватор. Однако, надо иметь в виду, что поступающее в атмосферу тепло в значительной мере поглощается и рассеивается атмосферой, и количества тепла, достигающие земной поверхности, значительно отличаются от данных, приведенных в таблице.

Поглощение солнечной радиации земной атмосферой. Закон Бугера. Солнечная радиация, поступающая в нашу атмосферу, частично отражается от земной поверхности и от облаков и попадает обратно в мировое пространство; кроме того, часть энергии рассеивается частичками пыли и молекулами воздуха и отбрасывается также в мировое пространство. В общем, таким образом теряется около 37% солнечной радиации и лишь 63% используются землею и ее атмосферой; согласно новейшим американским измерениям, указанная потеря солнечной радиации составляет 43%.

Солнечная радиация, проходя через атмосферу, постепенно ослабляется; это ослабление осуществляется двояким образом: 1) часть энергии поглощается различными составными частями атмосферы, причем поглощение это для различных частей солнечного спектра различно; некоторые части радиации целиком поглощаются атмосферными газами и при том на сравнительно коротком пути в атмосфере, другие части почти вовсе не поглощаются; при этом, так наз. избирательном поглощении лучистая энергия, как таковая, переходит в другие формы энергии (тепловую, химическую и проч.); 2) часть солнечной радиации рассеивается лежащими на ее пути молекулами воздуха и частичками пыли; в этом случае лучистая энергия не переходит в другие формы энергии, но лишь отклоняется от своего прямолинейного пути во все стороны; часть ее достигает поверхности земли в виде рассеянного небесного излучения, небольшая же часть этой радиации теряется путем обратного рассеяния в мировое пространство. Указанное рассеяние солнечной радиации имеет место во всех частях солнечного спектра, но осуществляется далеко неравномерно; степень рассеяния быстро растет с уменьшением длины световой волны.

Процесс поглощения и рассеяния солнечной радиации может быть выражен законом Бугера. Для вывода этого закона, выделим из всего комплекса лучистой энергии некоторую настолько малую часть спектра, что ее можно считать монохроматической, т. е. имеющей почти одну и ту же длину волны λ . Обозначим начальное напряжение этого пучка солнечной энергии через J_0 . Пусть эти лучи проходят через некоторый поглощающий слой, толщину которого примем равной единице; при этом пройдет не поглощаясь некоторая доля радиации p , где p , очевидно, правильная дробь; эта доля p называется коэффициентом прозрачности для данных лучей длины волны λ . Количество радиации, прошедшей через этот слой, очевидно, может быть выражено через $J_1 = J_0 p$. Если лучи проходят еще через второй такой же слой, то количество энергии, прошедшей через этот второй слой, выразится формулой: $J_2 = J_1 p = J_0 p^2$. Продолжая те же рассуждения, нетрудно показать, что если пучек лучей проходит через слой толщиной в m единиц, то количество лучистой энергии, прошедшей через этот слой, выразится следующей формулой:

$$J = J_0 p^m.$$

Эта формула и выражает собою закон Бугера. Обычно при физических исследованиях, когда имеют дело с однородной средой, довольно сильно поглощающей лучистую энергию, за единицу толщины принимают сантиметр.

Чтобы применить закон Бугера к солнечной радиации, проходящей через земную атмосферу, обратимся к рис. 10: ВАС представляет земную поверхность, S_1AS_1' — горизонт места наблюдения и a_1, a_2, a_1' — внешнюю границу атмосферы. Если солнце находится в зе-

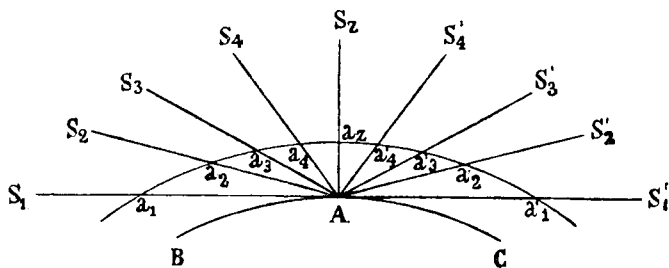


Рис. 10. Пути солнечных лучей через атмосферу.

ните S_z , то лучи его, прежде чем достигнуть места наблюдения, проходят путь $a_z A$; по мере приближения солнца к горизонту, толща атмосферы, лежащая на пути лучей, постепенно увеличивается; когда солнце достигает горизонта, то толща эта $a_1' A$. Таким образом, путь солнечных лучей через атмосферу изменяется в широких пределах, в зависимости от высоты солнца над горизонтом. В условиях атмосферы, вследствие неодинаковой ее плотности на разных высотах и вследствие малой поглощательной способности воздуха, за единицу толщины принимают длину пути, проходимого солнечными лучами от внешних пределов атмосферы до уровня моря (760 мм.), при отвесном падении лучей (т. е. путь $a_z A$). Соответственно с этим коэффициент прозрачности p означает ту долю солнечной радиации, которая достигает земной поверхности у уровня моря при отвесном падении солнечных лучей.

Нетрудно найти зависимость между высотой солнца над горизонтом и путем, проходимым солнечными лучами в атмосфере. Осо-

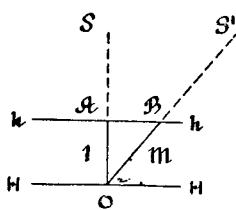


Рис. 11. Путь солнечного луча через атмосферу.

бенно просто это соотношение, если пренебречь кривизной земли, а также кривизной луча, обусловленной рефракцией. Пусть (рис. 11) NN и hh представляют собою земную поверхность и внешнюю границу атмосферы. Если солнце в зените, то путь солнечных лучей в атмосфере равен AO ; при высоте солнца над горизонтом, равной $\angle BON$, тот же путь равняется, очевидно, OB . Нетрудно видеть, что $BO = \frac{AO}{\sin \angle BON}$. Полагая AO равным единице и BO равным m и обозначая $\angle BON$ через h , имеем в первом приближении:

$$m = \frac{1}{\sin h} = \operatorname{cosec} h$$

Из рисунков нетрудно видеть, что с уменьшением h m возрастает. Если ввести соответствующую поправку на кривизну земли, то получим следующие значения m в зависимости от h :

h	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	5°	3°	1°	0°
m	1.00	1.02	1.06	1.15	1.31	1.55	2.00	2.90	5.60	10.40	15.37	26.96	35.4

Как показывает эта таблица, с понижением солнца путь возрастает сначала медленно, а затем все быстрее и быстрее.

Допустим, что коэффициент прозрачности атмосферы для всего состава солнечной радиации один и тот же; это допущение, как мы уже видели выше, не соответствует действительности; однако, на практике при приблизительных расчетах солнечной радиации нередко в целях упрощения задачи довольствуются таким грубым допущением. Предположим при этом, что коэффициент прозрачности для всего состава солнечной радиации равен, напр., 0.78, тогда мы можем использовать формулу Бугера сразу для всего состава солнечной радиации и в результате получим следующие значения напряжения радиации для поверхности, перпендикулярной солнечным лучам (J), а также для горизонтальной поверхности (J_1), при разных высотах солнца над горизонтом:

h	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	5°	0°
J	78%	77	76	75	72	68	62	51	31	15	0
J_1	78%	76	72	65	55	44	31	17	5	1	0

Значения J и J_1 даны в % начальной радиации у внешних пределов атмосферы. Отсюда мы видим, что, напр., при высоте солнца над горизонтом в 30°, на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам, приходится 62% начальной солнечной радиации, а на горизонтальную поверхность приходится всего лишь 31%. Солнечная постоянная в настоящее время известна с достаточной точностью. Поэтому, зная коэффициент прозрачности атмосферы, а также взяв из астрономического календаря высоту солнца над горизонтом, мы могли бы, на основании закона Бугера, найти напряжение солнечной радиации для любого места и любого момента.

Однако, как увидим ниже, коэффициент прозрачности зависит от длины световой волны и, кроме того, как показывают наблюдения, даже и для одной и той же длины волны коэффициент прозрачности изменяется в широких пределах не только в течение года, но даже в течение одного и того же дня, в зависимости от состояния атмосферы.

Методы измерения солнечной радиации. Для измерения напряжения солнечной радиации применяются приборы, называемые пиргелиометрами или актинометрами. Пиргелиометрами обычно называются приборы, дающие значения солнечной радиации в абсо-

лютных единицах, т. е. в $\frac{\text{кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$, тогда как актинометры дают

относительные значения. При этом применяются три метода: калориметрический, компенсационный и биметаллический. Сущность калориметрического метода состоит в следующем: внутри сосуда, наполненного водою и хорошо проводящего тепло, помещается шарик чувствительного термометра; одна из поверхностей сосуда вычернена и устанавливается нормально к солнечным лучам. Определив повышение температуры сосуда, найдем количество тепла, получаемое нашей зачерненной поверхностью за определенное время. Пусть напр. теплоемкость сосуда с водою равна C , начальная температура была T_1

окончательная температура, по прошествии t минут нагревания, T_2 и площадь нагреваемой зачерненной поверхности s см.². Тогда, очевидно, $C (T_2 - T_1)$ дает количество тепла, получаемого поверхностью s , поставленной перпендикулярно солнечным лучам, в течение t минут. Нетрудно

видеть, что $\frac{C (T_2 - T_1)}{s \cdot t}$ даст нам количество тепла, получаемое 1 см.² поверхности в одну минуту, а потому напряжение солнечной радиации:

$$J = \frac{C}{st} (T_2 - T_1).$$

Однако, это измерение требует введения некоторых поправок; так, напр., нагреваемое тело, находясь в среде, имеющей более низкую температуру, должно терять тепло путем лучеиспускания и теплопроводности, и эту потерю необходимо учитывать при вычислении J . На описанном принципе основано устройство так наз. пиргелиометра Пулье, первого прибора, применявшегося для количественных определений напряжения солнечной радиации. На том же принципе основаны новейшие нормальные пиргелиометры американцев Аббота и Фовля. Существенную часть каждого пиргелиометра составляет воспринимающая солнечную радиацию поверхность. По своим свойствам она должна быть по возможности близка к абсолютно черной поверхности, поглощающей целиком все падающие на нее лучи. Однако, такого абсолютно черного тела не существует в природе; наиболее приближающаяся к абсолютно черному телу платиновая чернь поглощает лишь около 98% солнечной радиации. Исследования, однако, показали, что можно искусственно осуществить абсолютно черное тело; для этого достаточно взять металлический, внутри зачерненный полый шар с малым отверстием. Если в него падает луч света под большим углом падения, то луч, прежде чем выйти снова наружу через то же отверстие, испытывает целый ряд отражений от черной поверхности; каждое такое отражение сопровождается постепенным поглощением света; в результате многократных отражений попавший внутрь шара луч полностью поглощается внутренней зачерненной поверхностью. Аббот использовал принцип такого абсолютно черного тела для устройства нормального водоструйного пиргелиометра: солнечные лучи через ряд диафрагм попадают в глубокую коническую камеру, зачерненную внутри; эта камера действует подобно абсолютно черному телу; вся падающая в нее солнечная радиация поглощается внутренними зачерненными стенками. Камера все время омывается проточной водой, причем температура ее тщательно измеряется помощью электрического термометра. Для защиты камеры от внешних тепловых влияний, она отделена от внешней среды Дюаровской пустотой. Кроме описанного стандартного прибора, Аббот построил еще второй пиргелиометр, основанный также на калориметрическом методе. Наконец, им построен еще очень удобный переносный прибор, дающий относительные значения; приемником солнечной радиации является здесь зачерненный серебряный диск.

Большим распространением в Европе пользуется компенсационный пиргелиометр К. Онгстрема; существенную часть прибора составляют две совершенно одинаковые, очень тонкие манганиновые пластинки S и T (рис. 12), расположенные на близком расстоянии друг от друга; наружные поверхности этих пластинок вычернены; изнутри к ним

прикреплены спаи а и б термоэлектрического элемента, в цепь которого введен гальванометр G_1 . Помощью особого приспособления можно попеременно одну из полос подвергать действию солнечных лучей, а другую затенять. В то время, как одна из полосок S подвергается действию солнечной инсоляции, другая, затененная полоса Т нагревается помощью электрического тока, питаемого аккумуляторами Е;

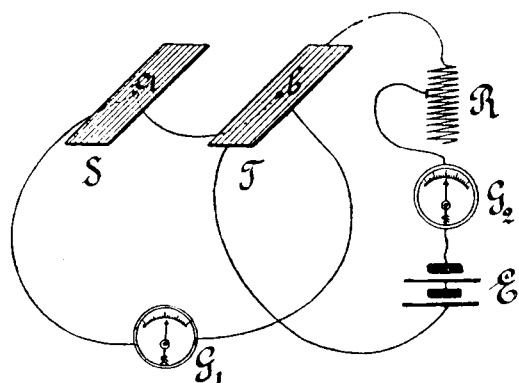


Рис. 12. Схема пиргелиометра Онгстрема.

в ту же цепь введен чувствительный амперметр G_2 и реостат R, для регулирования тока. Помощью реостата R надо быстро подобрать такое сопротивление, чтобы гальванометр G_1 не обнаруживал никакого тока. В этом случае, очевидно, спаи а и б, а также пластинки S и Т имеют одинаковую температуру и, следовательно, нагревание пластинки S солнечной радиацией точно равно нагреванию полоски Т, производимой электрическим током.

Искомое напряжение радиации выражается на основании закона Джоуля-Ленца следующей формулой:

$$J = Ai^2,$$

где i — сила компенсирующего тока и A — постоянная прибора, определяемая предварительными измерениями. Так как температура пластинок одинакова, то прибор не требует поправок на лучеиспускание, проводимость и конвекцию. Рис. 13 дает общий вид пиргелиометра Онгстрема.

Сравнительные наблюдения с пиргелиометрами Аббота и Онгстрема обнаружили, что показания последнего прибора на 3.5% меньше. Объясняется это тем, что в приборе Онгстрема затененная пластинка нагревается электрическим током по всей толщине, тогда как другая пластинка, находящаяся под действием солнечной радиации, нагревается лишь с наружной стороны; таким образом нагревание оказывается неодинаковым во всей толще полоски. Однако, показания этого прибора легко могут быть приведены к показаниям пиргелиометра Аббота путем одновременных наблюдений с обоими приборами.

Очень удобный прибор для измерения солнечной радиации был построен проф. В. А. Михельсоном. Это так наз. биметаллический или пластинчатый актинометр. Хотя он дает напряжение солнечной радиации в относительных единицах, но для него легко определить переводный множитель для получения абсолютных значений; с этой целью необходимо произвести заранее ряд одновременных наблюдений с этим актинометром и с каким-либо абсолютным прибором. Главную часть прибора составляет тонкая биметаллическая пластинка ab (рис. 14 дает общий вид актинометра в поперечном сечении); она представляет собою полосу из платиновой жести, на которой электролитически

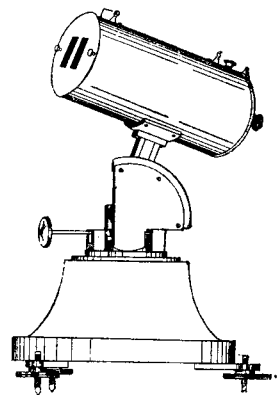


Рис. 13. Общий вид пиргелиометра Онгстрема.

нанесен слой меди. Пластинка эта помещена внутри просверленного цилиндра из красной меди; конец пластинки *a* закреплен неподвижно, к другому свободному концу *b* приделана очень легкая, негибаясь

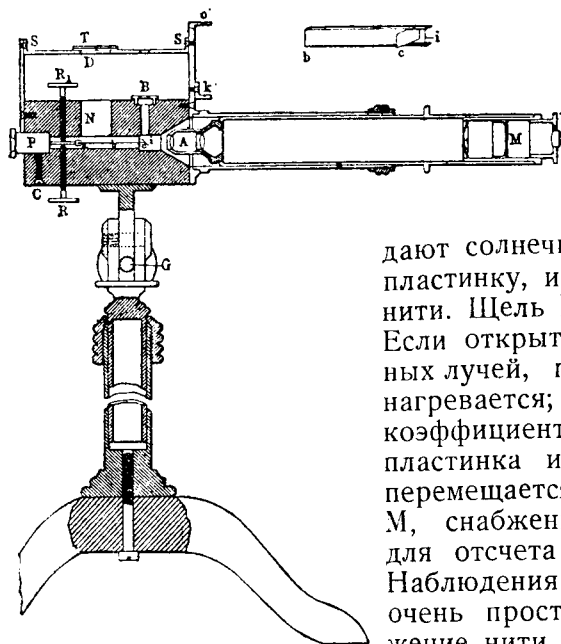


Рис. 14. Актинометр Михельсона.

алюминиевая стрелка, снабженная на своем конце вилочкой с натянутой на ней кварцевой нитью *i* и зеркальцем *c* для освещения нити (см. рис. 14 справа вверх). В цилиндре имеется щель *N*, через которую падают солнечные лучи на биметаллическую пластинку, и окошечко *B* для освещения нити. Щель *N* обычно закрыта ширмой *T*. Если открыть ее, то под влиянием солнечных лучей, падающих на пластинку, она нагревается; при этом, благодаря различию коэффициентов расширения платины и меди, пластинка изгибается и кварцевая нить перемещается в поле зрения микроскопа *M*, снабженного окулярным микрометром для отсчета величины перемещения нити. Наблюдения с актинометром Михельсона очень просты: сначала отсчитывают положение нити по шкале микроскопа при закрытом отверстии *N*. Затем открывают ширму *T* и солнечные лучи падают через отверстие *N* нормально на пластинку и нагревают ее. Нить перемещается, но через 15—30 сек. устанавливается равновесие, когда приток тепла к пластинке оказывается равным потере тепла, вследствие лучеиспускания, теплопроводности и конвекции; после того делают новый отсчет; разность отсчетов служит мерою напряжения солнечной радиации. Прибор очень точен; переводный множитель достаточно постоянный; ошибка наблюдений меньше 2⁰/₀.

Для приближенных измерений солнечной радиации нередко пользуются актинометром Араго-Дэви (рис. 15); этот актинометр, дающий относительные значения и при этом не только прямой, но и рассеянной радиации, состоит из двух одинаковых термометров; шарик одного из термометров зачернен. Оба термометра окружены стеклянными трубками с баллонами в 4 см. диаметром; воздух внутри оболочек разрежен. Оба термометра устанавливаются так, чтобы они подвергались по возможности одинаковой инсоляции. Каждый из шариков термометров получает тепло от солнечной инсоляции, а также теряет его вследствие лучеиспускания; по прошествии некоторого времени устанавливается стационарное состояние,

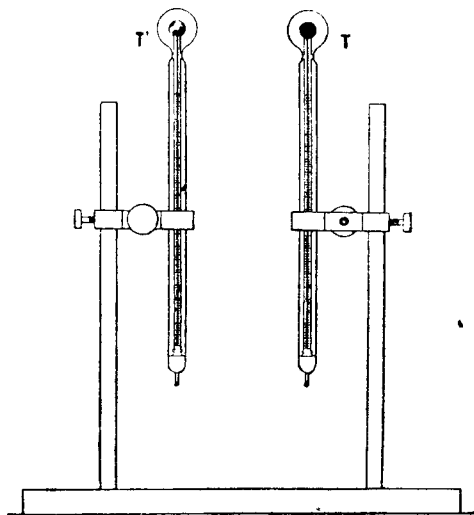


Рис. 15. Актинометр Араго-Дэви.

при котором приток тепла равен расходу. Показания зачерненного термометра во время инсоляции выше, чем блестящего, и разность температур в первом приближении пропорциональна напряжению солнечной радиации. Прибор дает лишь самые приближенные значения радиации; при этом он дает не полную тепловую радиацию, а только световую часть ее, так как стекло поглощает темные тепловые лучи.

Проф. Л. А. Иванов сконструировал актинометр для измерения физиологической радиации солнца, т. е. совокупности лучей, поглощаемых зеленым пигментом растений. Прибор этот (рис. 16), т. н. фитоактинометр, состоит из двух термометров с плоскими резервуарами, причем один из резервуаров наполнен чистым толуолом, другой—толуолом, окрашенным хлорофиллом. Оба термометра, для устранения действия ветра, помещаются под плоским стеклом в деревянном вычерненном внутри ящике, причем трубки термометров лежат на особых подставках; резервуары не касаются дна ящика и находятся на расстоянии 1 мм. от наружного покровного стекла; при таких условиях края ящика задерживают минимальное количество света от небесного свода. Часть крышки над резервуарами во время наблюдений снимается, а часть ее над шкалами открывается при отсчетах термометров. Для устранения радиации, отраженной от дна и стенок ящика, внутрь вставляется защита, в виде тонкой, сверху блестящей, а снизу зачерненной, алюминиевой пластинки с вырезами для резервуаров, причем поверхность пластинки с вырезами совпадает с горизонтальной плоскостью, проходящей через середины обоих резервуаров. Прибор дает возможность измерять совокупность прямой солнечной радиации и радиации неба по разности температур обоих термометров. Фитоактинометр легко градуировать помощью актинометра Михельсона с соответствующими светофильтрами.

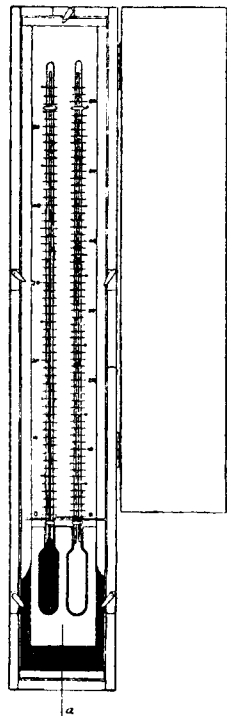


Рис. 16. Фитоактинометр Иванова.

Для непрерывной записи напряжения солнечной радиации применяются актинографы. Особенно широкое распространение в СССР получил весьма удобный актинограф Крова, усовершенствованный С. И. Савиновым. Общий вид актинографа дан на рис. 17. Он состоит из гелиостата с часовым механизмом и трубы, внутри которой находится приемник актинографа; гелиостат и труба, помощью часового механизма, все время поворачиваются так, что солнечные лучи идут внутри трубы, параллельно ее оси; здесь они проходят через ряд диафрагм с уменьшающимися внутрь отверстиями и попадают на термоэлектрический приемник. Приемник изображен отдельно на рис. 18; он имеет вид звездочки и состоит из 12 спаев железо-константан; внутренние спаи приклеены шеллаком к кружку из красной меди, толщиной в несколько сотых мм. Звездочка укрепляется внутри трубы перпендикулярно ее оси и, следовательно, перпендикулярно солнечным лучам. Перед укреплением звездочки покрывается копотью. Солнечная радиация, падающая на зачерненный кружок звездочки, нагревает его и внутренние термоспаи; в то же время наружные спаи остаются в тени; вследствие разности температур внутренних и внешних спаев, возбуждается термоэлектрический ток, идущий через провода

к гальванометру, приспособленному для записи. Гальванометр снабжен стрелкой с пером на конце. Под действием тока стрелка отклоняется на больший или меньший угол, в зависимости от силы термоэлектрического тока; отклонения эти приблизительно пропорциональны разности температур спаев, а, следовательно, и напряжению солнечной радиации. Перо стрелки перемещается над барабаном, покрытым разграфленной бумагой и приводимым в движение часовым механизмом. Через каждые две минуты перо прижимается помощью особого приспособления к барабану, оставляя на бумаге след в виде точки.

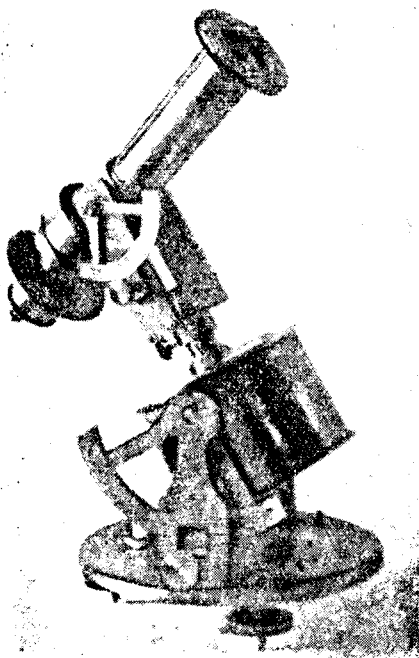


Рис. 17. Общий вид актинографа Крова-Савинова.

Рисунок 19 дает нам образец записи актинографа (актинограмму) в ясный безоблачный день 16 апреля 1912 г. для Слуцка. Вертикальные дуги, нанесенные на бумаге, соответствуют определенным часам дня; горизонтальные прямые дают возможность определить отклонение гальванометра и измерить относительные значения напряжения радиации. Прямые горизонтальные части в начале и конце кривой дают нулевую линию, записанную актинографом до восхода и после захода солнца, когда напряжение солнечной радиации равнялось нулю; чи-

сла, поставленные справа на ленте, соответствуют приблизительно десятым долям калории на см.² в минуту. Актинграф дает относительные значения радиации; путем сравнения его записи с одновременными отсчетами по пиргелиометру Онгстрема, нетрудно найти переводный множитель для приведения показаний актинографа к абсолютным значениям.

Гелиографы. Необходимым дополнением к актинометрическим приборам служат гелиографы, записывающее действительное число часов солнечного сияния, т. е. число часов, в течение которых солнце не было закрыто облаками. В настоящее время применяются гелиографы Величко и Кемпбелля. Гелиограф Величко представляет собою цилиндр, который ориентируется так, чтобы ось его совпадала с осью мира. На поверхности его имеются три щели, расположенные на восток, юг и запад; лучи солнца, проникая через эти щели, оставляют след на светочувствительной бумаге, которой обернута внутренняя поверхность цилиндра. После обработки бумаги мы получаем непрерывный след, если солнце все время светило, или прерывистый, если временами

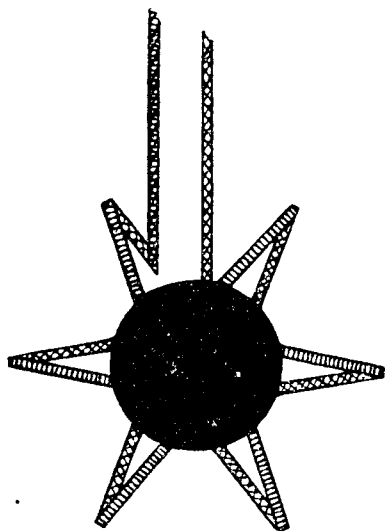


Рис. 18. Приемник актинографа.

солнце было закрыто облаками. На светочувствительной бумаге имеются деления, обозначающие часы и минуты.

Гелиограф Кемпбелля состоит из стеклянного шара, укрепленного на вертикальной подставке. Солнечные лучи, падающие на этот шар, преломляются в нем и собираются в одной точке—фокусе шара. В особую металлическую подставку, представляющую собою геометрическое место различных положений фокуса шара, вставлена бумажная лента, разграфленная поперечными линиями, обозначающими часы. Солнечные лучи, собираясь в одной точке на этой ленте, прожигают ее в разные часы в различных частях. Прожженные части этой полосы дают нам возможность подсчитать время, в течение которого солнце не было закрыто облаками.

Гелиографы и той и другой системы страдают некоторыми недостатками и не дают вполне точных результатов. Показания гелиографа

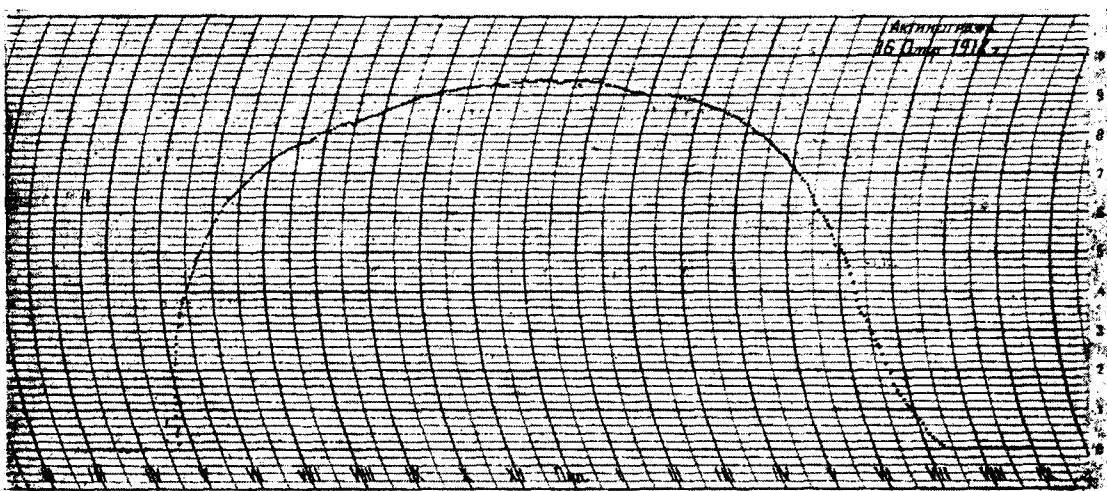


Рис. 19. Запись актинографа

Величко в очень сильной мере зависят от чувствительности применяемой бумаги, каковую трудно иметь всегда одинакового качества. Точно также гелиограф Кемпбелля имеет ряд недостатков. Так, вследствие неодинаковых качеств стеклянных шаров, показания гелиографов даже одной и той же фирмы могут отличаться на 15%, согласно исследованиям Маурера, а разных фирм еще больше. Продолжительность записи зависит также от качества бумаги; более чувствительны английские ленты (темные), менее—светлые—немецкие. Далее оказывается, что запись гелиографа начинается только в том случае, когда радиация достигает 0.25—0.30 гр.-кал.; поэтому в ясные дни продолжительность записи меньше действительного сияния. При переменной облачности гелиограф может записать продолжительность солнечного сияния большую, чем было в действительности, в виду невозможности сконцентрировать все лучи в одной точке; по Мауреру, яркое солнце в течение 10—15 секунд дает след, соответствующий 9—10 мин.

Результаты наблюдений. Дневной ход радиации. Как мы видели выше, напряжение солнечной радиации должно зависеть от высоты солнца над горизонтом: чем солнце выше над горизонтом, тем, очевидно, меньше путь лучей через атмосферу, тем меньше поглощение

радиации воздухом и тем больше должно быть напряжение солнечной радиации, достигающей земной поверхности. Таким образом, если бы прозрачность атмосферы оставалась в течение дня постоянной, солнечная радиация, равная в момент восхода солнца нулю, после восхода солнца быстро бы возрастала, около полудня достигала максимума и затем после полудня постепенно уменьшалась, доходя к моменту захода солнца до нулевого значения. Если мы произведем ряд наблюдений над напряжением солнечной радиации в течение дня, то результаты этих наблюдений можно выразить в виде кривой линии; в самом деле, возьмем две взаимно перпендикулярные оси, горизонтальную ОХ и вертикальную ОУ; отложим на горизонтальной оси ОХ одинаковые отрезки, напр., сантиметры, выражающие часы суток (полночь, 1, 2, 3 часа и т. д. по полуночи); затем из точек деления восстановим перпендикуляры и на них отложим длины, пропорциональные найденным значениям напряжения солнечной радиации (можем, напр., принять 0.1 калории равной 1 см.); если теперь соединим концы этих перпендикуляров, то получим кривую, выражающую дневной ход радиации.

Согласно нашим теоретическим соображениям, в случае, если бы прозрачность атмосферы в течение суток оставалась постоянной, полученная кривая солнечной радиации была бы симметрична относительно полудня, т. е. имела бы один максимум в полдень; при этом напряжения в часы, равноотстоящие от полудня (напр., в 9 час. утра и в 3 часа пополудни) были бы одинаковы. Но атмосфера в течение суток испытывает изменения; количество содержащихся в ней водяных паров и пыли, постоянно изменяется и соответственно изменяется и прозрачность; вследствие этого, кривая суточной радиации обычно не бывает симметрична относительно полудня и максимум радиации может приходиться не на полдень. Иногда в летние дни обнаруживается даже понижение радиации в полуденные часы. Возможность такого полуденного понижения солнечной радиации объясняется следующим образом: с утра высота солнца возрастает, масса атмосферы, лежащая на пути солнечных лучей, постепенно уменьшается и напряжение радиации увеличивается; однако, как показывает табличка на стр. 30, при значительных высотах солнца над горизонтом, дальнейшее увеличение высоты солнца сопровождается очень медленным уменьшением толщи атмосферы, проходимой солнечными лучами; таким образом, если бы прозрачность атмосферы оставалась постоянной, повышение радиации в утренние часы происходило бы все медленнее и медленнее по мере приближения к полудню; особенно медленно это повышение должно было бы происходить летом в южных странах, так как полуденная высота солнца в этом случае велика. Однако, с другой стороны, по мере поднятия солнца над горизонтом, содержание водяных паров в атмосфере возрастает; кроме того, в часы, близкие к полудню, начинаются восходящие и нисходящие токи в атмосфере, поднимающие вверх водяные пары и пыль; в результате прозрачность атмосферы может настолько уменьшиться, что к полудню получится даже ослабление радиации. После полудня восходящие воздушные течения постепенно ослабевают, прозрачность атмосферы снова возрастает и радиация может дать в послеполуденные часы второй максимум. Первоначально предполагали, что полуденное понижение радиации представляет собою обычное явление в дневном ходе радиации. Однако, многолетние, чрезвычайно тщательные наблюдения С. И. Савинова над солнечной радиацией в Слуцкой обсерватории (вблизи Ленинграда), показали, что в ясные дни при прозрачном воздухе полуденного понижения радиации часто вовсе не наблюдается.

Приведем, в виде примера, дневной ход радиации в Слущке в ясный день 13 мая 1918 года:

Часы.	4—5 ^a	5—6 ^a	6—7 ^a	7—8 ^a	8—9 ^a	9—10 ^a	10—11 ^a	11—Пд.
J	0.51	0.80	1.01	1.12	1.19	1.24	1.25	1.27
J ₁	0.03	0.17	0.34	0.51	0.68	0.82	0.92	0.96

Часы.	Пд.—1 ^p	1—2 ^p	2—3 ^p	3—4 ^p	4—5 ^p	5—6 ^p	6—7 ^p	7—8 ^p
J	1.25	1.25	1.21	1.16	1.08	0.99	0.80	0.47
J ₁	0.96	0.90	0.76	0.62	0.48	0.32	0.16	0.05

J представляет собою, как было указано выше, напряжение солнечной радиации, т. е. дает нам количество тепла в малых калориях, приходящееся на 1 см.² поверхности, нормальной к солнечным лучам, в течение минуты; J₁ представляет количество тепла в тех же единицах на горизонтальную поверхность; оно связано с J формулой $J_1 = J \sin h$. Заметим, кроме того, что буквы a и p, поставленные справа от часов, обозначают соответственно время до полудня и после полудня. В виду того, что к полудню h и $\sin h$ возрастают, суточный ход J₁ должен быть выражен значительно резче, чем для J, как это и видно из предыдущей таблицы; максимум J₁ выражен более отчетливо и приходится на полуденные часы.

Приведем средние значения напряжения солнечной радиации J для Киева в различные времена года (1891—92 г. г.):

Часы (до пдн.)	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Зима	—	—	—	0.04	0.12	0.19	0.27	0.30
Весна	0.03	0.13	0.30	0.40	0.42	0.46	0.48	0.48
Лето	0.09	0.34	0.54	0.68	0.73	0.78	0.79	0.72
Осень	—	0.01	0.13	0.32	0.43	0.50	0.56	0.59

Часы (после пдн.)	12—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8
Зима	0.31	0.28	0.23	0.15	0.05	0.00	—	—
Весна	0.51	0.48	0.44	0.43	0.41	0.30	0.15	0.03
Лето	0.69	0.64	0.62	0.60	0.54	0.47	0.30	0.09
Осень	0.59	0.54	0.52	0.44	0.31	0.14	0.01	—

В то же время средние значения J₁ на горизонтальную поверхность выражаются следующими числами для Киева:

Часы (до пдн.)	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Зима	—	—	0.00	0.02	0.05	0.09	0.12
Весна	0.02	0.08	0.16	0.22	0.30	0.34	0.37
Лето	0.06	0.17	0.32	0.44	0.56	0.63	0.61
Осень	—	0.02	0.08	0.15	0.23	0.29	0.33

Часы (после пдн.)	12—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7
Зима	0.12	0.10	0.06	0.03	0.00	—	—
Весна	0.38	0.35	0.29	0.23	0.16	0.08	0.02
Лето	0.59	0.53	0.45	0.38	0.27	0.16	0.05
Осень	0.32	0.28	0.24	0.14	0.07	0.02	—

Числа эти показывают, что максимум напряжения солнечной радиации приходится в летнее время на дополуденные часы, и вообще дополуденные значения больше послеполуденных, вследствие большей прозрачности атмосферы в дополуденные часы.

Для полной характеристики суточного хода J₁ приведем следующую таблицу, составленную Н. Н. Калитиным и дающую значения J₁ в Слущке для каждого часа первого числа месяца (1913—1919 г.г.):

Количества тепла в мал. калориях на см.² горизонтальной поверхности в минуту.

	4	5	6	7	8	9	10	11	Пд.	1	2	3	4	5	6	7	8
Январь.	—	—	—	—	—	—	0.04	0.08	0.09	0.08	0.04	0.01	—	—	—	—	—
Февраль.	—	—	—	—	—	0.06	0.14	0.22	0.24	0.22	0.16	0.08	—	—	—	—	—
Март.	—	—	—	0.01	0.08	0.23	0.34	0.42	0.46	0.42	0.38	0.27	0.11	0.04	—	—	—
Апрель.	—	—	0.04	0.14	0.32	0.49	0.62	0.70	0.73	0.70	0.62	0.50	0.33	0.26	0.06	—	—
Май.	0.00	0.07	0.19	0.35	0.53	0.70	0.81	0.90	0.93	0.90	0.80	0.67	0.51	0.34	0.22	0.06	—
Июнь.	0.07	0.16	0.32	0.50	0.66	0.79	0.94	1.01	0.03	0.98	0.91	0.78	0.65	0.47	0.30	0.15	0.06
Июль.	0.07	0.17	0.32	0.49	0.65	0.80	0.94	1.01	1.03	1.00	0.93	0.82	0.68	0.50	0.33	0.18	0.08
Август.	0.03	0.09	0.24	0.39	0.56	0.70	0.83	0.90	0.95	0.92	0.82	0.71	0.57	0.41	0.26	0.10	0.04
Сентябрь.	—	0.01	0.09	0.25	0.42	0.56	0.70	0.76	0.82	0.77	0.69	0.56	0.41	0.23	0.09	0.02	—
Октябрь.	—	—	—	0.08	0.22	0.35	0.49	0.53	0.57	0.52	0.44	0.30	0.18	0.05	—	—	—
Ноябрь.	—	—	—	—	0.06	0.15	0.25	0.30	0.30	0.28	0.19	0.08	0.02	—	—	—	—
Декабрь.	—	—	—	—	—	0.04	0.08	0.14	0.17	0.12	0.07	0.01	—	—	—	—	—

Изоплеты напряжения солнечной радиации. Как мы видели выше, графически нетрудно выразить зависимость между двумя переменными величинами, напр., зависимость между напряжением радиации и временем. Но иногда желательно выразить графически зависимость между тремя переменными величинами, напр., зависимость напряжения солнечной радиации от часа дня и времени года. Возьмем для этого две прямые: горизонтальную и вертикальную; на вертикальной прямой или на оси ординат отложим 12 равных отрезков, соответствующих различным месяцам года (январь, февраль и т. д.); из точек деления проведем прямые, параллельные горизонтальной прямой или оси абсцисс; точно также отложим на оси абсцисс 24 равных отрезка, соответствующих различным часам дня и через точки деления проведем прямые, параллельные оси ординат: тогда у нас получится целый ряд прямоугольников, каждая вершина которых соответствует определенному часу дня и определенному месяцу года (рис. 20). Поставим у каждой вершины соответствующие значения напряжения солнечной радиации на см.² поверхности, нормальной к солнечным лучам. Применяя графическую интерполяцию, мы можем соединить непрерывными линиями точки, соответствующие одинаковым напряжениям радиации и таким образом получим систему кривых, представленную на рисунке. Кривые эти, так наз. изоплеты солнечной радиации, дают нам наглядное представление о напряжении солнечной радиации в различные часы дня для различных месяцев года. Приведенный рисунок дает нам изоплеты напряжения солнечной радиации J на нормальную поверхность для Слуцка, составленные Н. Н. Калитиным. Если мы будем идти по линиям, параллельным оси ординат, то найдем значения напряжения радиации для любого часа, напр., 10-ти часов утра, в разные месяцы года; точно также, если будем идти по линиям, параллельным оси абсцисс (напр., по линии, соответствующей маяю месяцу), то получим значения радиации для любого месяца (мая) в различные часы дня. Подобного рода изоплеты применяются и для других метеорологических элементов и дают наглядное представление о ходе и характере изменений какого-либо метеорологического элемента.

Годовой ход солнечной радиации. Солнечная радиация должна обнаруживать также изменения в течение года; в самом деле, полуденная высота солнца над горизонтом значительно изменяется в течение года, изменяется также от зимы к лету и время пребывания

солнца над горизонтом в течение суток. Таким образом должны иметь место годовые колебания как в полуденных значениях напряжения солнечной радиации, так и в суточных суммах количества тепла, получаемого от солнца.

Годовой ход напряжения солнечной радиации установлен для небольшого числа пунктов на земной поверхности; полученные резуль-

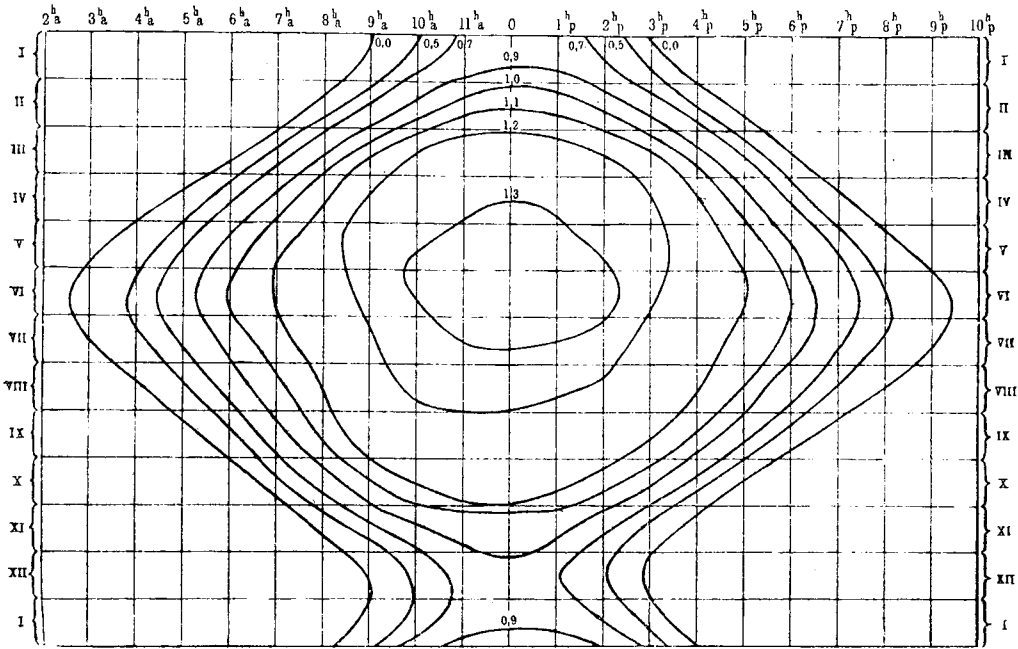


Рис. 20. Изоплеты солнечной радиации.

таты не вполне сравнимы между собой, так как наблюдения охватывают различные периоды лет. Приведем таблицу полуденных значений напряжения солнечной радиации J для различных мест в разные месяцы года:

Полуденные значения солнечной радиации.

	Янв.	Февр.	Март	Апр	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб	Дек.	Ср. год.
Вашингтон (38°53' с. ш.)	1.16	1.28	1.26	1.26	1.23	1.20	1.21	1.16	1.23	1.19	1.23	1.15	1.20
Монпелье (43°36' с. ш.)	1.05	1.09	1.12	1.16	1.14	1.14	1.13	1.12	1.12	1.08	1.05	1.01	1.10
Давос (46°48' с. ш.)	1.38	1.46	1.49	1.50	1.47	1.45	1.38	1.44	1.45	1.45	1.38	1.35	1.43
Варшава (52°03' с. ш.)	0.83	0.96	1.08	1.16	1.14	1.13	1.14	1.11	1.13	1.03	0.87	0.72	1.11
Потсдам (52°23' с. ш.)	1.05	1.19	1.19	1.33	1.31	1.28	1.19	1.15	1.24	1.15	1.10	0.90	1.17
Слуцк (59°24' с. ш.)	0.90	1.04	1.19	1.27	1.25	1.21	1.16	1.17	1.16	1.08	0.90	0.79	1.11

Почти всюду минимум напряжения радиации имеет место в декабре, максимум в апреле; кроме того, нередко имеется вторичный максимум в сентябре. Вообще полуденные значения напряжения солнечной радиации изменяются в течение года очень мало и летние значения мало отличаются от зимних, несмотря на большую разницу в полуденной высоте солнца над горизонтом. Причина такой малой

разницы кроется в том, что в зимние месяцы в атмосфере содержится меньшее количество паров и пыли по сравнению с летом, вследствие чего зимою атмосфера более прозрачна, чем летом.

Если, пользуясь формулой Бугера, привести все наблюдения к одинаковой высоте солнца, тогда окажется, что максимум напряжения радиации приходится на зимние месяцы (наибольшая прозрачность атмосферы), минимум — на летние (наименьшая прозрачность атмосферы); так, напр., для Слуцка, при высоте солнца над горизонтом в 30°, напряжение солнечной радиации в декабре и январе должно равняться 1.44, а в июле-августе 1.10 $\frac{\text{кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$

Если использовать формулу Бугера для вычисления коэффициента прозрачности атмосферы, то получим для него следующие значения:

	Максимум	Минимум.
Монпелье	0.71 (декабрь)	0.48 (июль-август)
Давос	0.87 (январь)	0.81 (июль)
Потсдам	0.85 (январь)	0.78 (сентябрь)
Слуцк	0.80 (январь)	0.76 (июль)

Числа эти показывают, что зимою атмосфера наиболее прозрачна и солнечная радиация относительно сильнее.

Вообще целым рядом наблюдений обнаружено, что при повышении содержания паров в атмосфере напряжение солнечной радиации при прочих равных условиях понижается. Так, напр., Вестман для Упсалы и Горчинский для Варшавы нашли, что повышение упругости водяных паров на 1 мм. сопровождается понижением напряжения солнечной радиации на 0.020 — 0.025 калории. Н. Н. Калитин, на основании весьма тщательных и длительных наблюдений в Слуцкой Обсерватории, установил крайне интересную зависимость между упругостью водяных паров в атмосфере e и коэффициентом прозрачности атмосферы:

e в 3 мм.	4	5	6	7	8	9	10	11	12
p 0.790	0.789	0.788	0.786	0.783	0.779	0.773	0.766	0.758	0.750

Эти числа дают нам, так сказать, нормальную прозрачность атмосферы. Само собою разумеется, что при лесных пожарах, вулканических извержениях, мгле, суховеях, наконец в больших городах и крупных промышленных центрах коэффициент прозрачности значительно понижен.

Приведенная выше таблица полуденных значений солнечной радиации для различных мест показывает, что интенсивность солнечной радиации, рассчитанная на нормальную поверхность, вообще мало изменяется с широтою, особенно в вегетационный период; так, радиация в Ленинграде почти не уступает по своей интенсивности даже таким южным местам, как Вашингтон. Объясняется это, очевидно, уменьшением прозрачности воздуха с уменьшением широты, обусловленным более высоким содержанием водяных паров на юге, а отчасти, быть может, большим запылением нижних слоев атмосферы. Повышенные значения радиации в Давосе объясняются в свою очередь более высоким его положением (1560 м. над уровнем моря) и большей прозрачностью атмосферы.

Суточные и месячные суммы солнечного тепла. На основании актинометрических измерений, можно вычислить количество тепла, получаемого в течение суток каждым квадратным сантиметром горизонтальной поверхности. Для этого необходимо знать число часов действительного сияния солнца, для чего на станциях применяются, как

мы видели, гелиографы. Следующая таблица дает нам средние суточные суммы действительного количества тепла в малых калориях на см.² горизонтальной поверхности, но при этом надо иметь в виду, что приводимые числа дают нам лишь количество тепла, посылаемого прямыми солнечными лучами; рассеянный небесный свет здесь не принят в расчет.

Средние суточные количества тепла на см.² горизонтальной поверхности в мал. кал.

	Вашингтон.	Монпелье.	Давос.	Вена.	Киев.	Варшава.	Потсдам.	Стокгольм.	Слуцк.	Шпицберген.
	38°53'	43°36'	46°43'	48°15'	50°24'	52°13'	52°23'	59°20'	59°24'	70°55'
Январь	87	82	74	23	24	15	20	6	4	—
Февраль	158	127	118	50	67	27	48	28	24	—
Март	184	184	193	109	99	74	100	85	83	15
Апрель	286	229	240	189	122	123	213	187	148	53
Май	323	296	309	256	318	266	277	304	241	143
Июнь	356	311	340	287	325	279	331	312	272	127
Июль	361	325	348	284	328	294	273	275	256	114
Август	298	295	355	242	306	232	238	187	142	55
Сентябрь	270	225	260	159	227	160	165	125	91	40
Октябрь	188	135	164	72	125	59	60	38	34	—
Ноябрь	120	90	93	29	34	13	30	8	5	—
Декабрь	92	61	61	15	13	5	16	2	2	—
Средн.	228	187	214	143	166	130	148	129	109	46

Суммы тепла в больших калориях для различных времен года.

Зима	10.01	8.00	7.5	2.61	3.0	1.39	2.46	1.02	0.86	0.0
Весна	24.59	21.75	22.8	16.97	16.6	14.25	18.08	17.66	14.49	6.6
Лето	31.12	28.55	32.0	24.88	29.4	24.69	25.85	23.77	20.52	9.1
Осень	17.51	13.64	15.7	7.87	11.7	7.02	7.48	5.04	3.80	1.2
Год	83.23	71.91	78.0	52.33	60.74	47.35	53.87	47.49	39.67	16.9

% возможного количества тепла.

Год	58	50	55	53	49	48	48	45	36	22
---------------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Заметим, что для Слуцка наибольшее суточное количество тепла на см. ² горизонтальной поверхности составляет 604 мал. кал. (в ясный день 1 июля 1916 года).

Числа, приведенные в нашей таблице, показывают, что годовые суммы тепла, получаемые горизонтальной поверхностью под действием прямой солнечной радиации, в значительной мере зависят от широты места; с увеличением широты замечается понижение годовой суммы тепла. Иначе обстоит дело с летними месяцами; суммы тепла, получаемые от прямой радиации солнца, за исключением Шпицбергена, изменяются сравнительно мало и не замечается определенной зависимости сумм летнего количества тепла от широты.

В виду того, что для жизни растений особенно важное значение имеет количество тепла, поступающее в течение вегетационного периода, приведем средние месячные суммы солнечного тепла, прихо-

дящегося на горизонтальную поверхность в течение мая—августа для различных мест, согласно вычислениям Н. Н. Калитина, дополненным Л. А. Ивановым.

Средние месячные суммы тепла в мал. кал. на см.²
горизонтальной поверхности.

	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	За 4 ме- сяца.
Вашингтон	10010	10680	11190	9250	41130
Севастополь	8448	12291	12893	8787	42413
Феодосия	9039	9263	11750	9000	39057
Давос	9588	10212	10825	11021	41646
Вена	7924	8620	8795	7487	32808
Киев	9858	9750	10168	9496	39202
Варшава	10010	9610	10380	7800	37800
Потсдам	8587	10011	8457	7381	34436
Кольберг	10730	10740	9700	7380	38550
Стокгольм	9420	9350	8520	5900	33190
Слуцк	7470	8170	7930	4420	27990
Ленинград (Лесной) . .	8034	7879	8427	4736	29077
Шпицберген	4440	3800	3540	1780	13560

При сравнении этих чисел необходимо помнить, что здесь даны лишь суммы тепла, посылаемого прямыми солнечными лучами; действие рассеянного небесного света здесь не принято в расчет. Приведенные числа не вполне сравнимы, так как они относятся к разным периодам лет и, кроме того, большинство сумм вычислено при помощи записей гелиографа, обработанных обычным способом, который, по данным Н. Н. Калитина, дает для летних месяцев ошибку в сторону преувеличения около 25%. Все же из приведенных чисел видно, что суммы тепла за вегетационный период, за исключением Шпицбергена, различаются между собою не особенно значительно; так, напр., для Ленинграда общая сумма тепла всего лишь на 30% меньше, чем для таких южных мест, как Вашингтон, Севастополь и Феодосия. В Стокгольме и Кольберге радиация выше, чем в Потсдаме и Вене и близка к радиации Киева. В отдельные месяцы радиация в Ленинграде может быть больше, чем, напр., в Вене, и приближаться к радиации Севастополя. Такое сравнительно равномерное распределение тепла в летние месяцы под различными широтами объясняется, с одной стороны, увеличением прозрачности атмосферы к северу, вследствие уменьшения в ней содержания водяных паров, а также увеличением продолжительности дня в летнее время в более северных широтах. Кроме того, необходимо отметить, что, согласно исследованиям С. И. Савинова, спектральный состав света почти один и тот же за летние дни на всех широтах. Еще большим постоянством отличается полная солнечная радиация, представляющая сумму прямой и рассеянной радиации.

Способы приближенного вычисления сумм солнечного тепла. Л. А. Иванов предложил очень простой способ приближенного подсчета месячных сумм тепла, получаемого см.² горизонтальной поверхности. Анго дал месячные суммы возможного количества тепла на см.² горизонтальной поверхности в некоторых относительных единицах; эти числа проф. Иванов перевел в абсолютные, приняв за солнечную постоянную, т. е. за напряжение солнечной радиации у внешних пределов атмосферы 2 кал. в минуту на см.²; таким образом, для совершенно ясных дней при различной прозрачности атмосферы

(0.8, 0.7 и 0.6) он получил месячные количества тепла, приходящиеся на см.² горизонтальной поверхности для различных широт и выраженные в больших калориях (см. таблицу).

Широта.	40°			50°			60°			70°		
Прозрачность.	0.8	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6
Январь	6.8	4.8	3.3	3.2	2.0	1.1	0.6	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0
Февраль	10.3	7.8	5.7	6.5	4.6	3.1	2.9	1.8	1.0	0.5	0.2	0.1
Март	15.3	12.1	9.4	11.8	9.0	6.7	8.0	5.7	3.9	4.2	2.6	1.5
Апрель	19.9	16.2	12.9	17.4	13.9	10.8	14.3	11.0	8.2	10.8	7.7	5.3
Май	23.9	19.0	15.3	21.6	17.6	14.0	19.7	15.6	12.0	17.3	13.2	9.7
Июнь	24.1	20.0	16.2	23.3	19.2	15.3	22.0	17.6	13.8	20.4	15.8	11.8
Июль	23.3	19.3	15.6	22.2	18.1	14.4	20.5	16.3	12.6	18.3	14.1	10.4
Август	20.5	16.8	13.5	18.4	14.8	11.6	15.7	12.1	9.2	12.4	9.0	6.4
Сентябрь	16.3	13.1	10.2	13.1	10.1	7.6	9.4	6.9	4.9	5.6	3.7	2.3
Октябрь	11.4	8.8	6.6	7.6	5.5	3.8	3.9	2.5	1.5	1.1	0.5	0.2
Ноябрь	7.5	5.4	3.8	3.8	2.4	1.5	1.0	0.4	0.2	0.0	0.0	0.0
Декабрь	5.7	3.9	2.7	2.3	1.3	0.7	0.2	0.1	0.0	—	—	—
Сумма	184.1	147.2	115.2	151.2	118.5	90.6	118.2	90.2	67.4	90.6	66.8	47.4

Пользуясь приведенной на стр. 41 табличкой Калитина, дающей зависимость между коэффициентом прозрачности атмосферы и упругостью водяных паров и зная упругость водяных паров, можно найти соответствующий коэффициент прозрачности атмосферы для данного месяца. Тогда, по предыдущей таблице, находим месячные суммы возможного количества тепла. Эти числа надо затем умножить на дробь, выражающую отношение продолжительности сияния солнца к наибольшей возможной продолжительности этого сияния при ясном безоблачном небе. Процент действительной продолжительности солнечного сияния можно найти из записей гелиографа. Вычисленные указанным способом месячные суммы тепла, получаемого от солнца, были сопоставлены с непосредственными подсчетами на основании записей актинографа. Для отдельных месяцев получились отклонения не более 12%, а для всего вегетационного периода не более 5% *).

Таким образом, приближенные месячные суммы тепла, посылаемого прямыми солнечными лучами, можно получить и без актинографа, имеющегося лишь на самом ограниченном числе станций; для этого можно пользоваться гелиографами и психрометрами (приборами, дающими упругость водяных паров), имеющимися на всех метеорологических станциях 2-го разряда.

В следующей главе мы остановимся на формулах, предложенных Е. Е. Федоровым, для приблизительного вычисления сумм тепла, даваемого как прямой, так и рассеянной солнечной радиацией.

Изменение радиации с высотой. По мере поднятия над земной поверхностью, толща атмосферы, лежащая на пути солнечных лучей, уменьшается и соответственно должно возрасть напряжение солнечной радиации. Наблюдения на Тенериффе на различных

*) Необходимо отметить, что при вычислении числа часов действительного сияния по записям гелиографа надо принять ряд предосторожностей, на которые подробно указывает проф. Л. А. Иванов (Известия Лесного Института, вып. XXXIII, 1926); иначе получаемые результаты могут оказаться преувеличенными.

высотах дают нам следующие значения напряжения солнечной радиации в относительных единицах:

Высота солнца над горизонтом.	Высота над уровнем моря.		
	350 м.	2225 м.	3683 м.
10°	1.00	1.34	1.50
30°	1.00	1.18	1.25
80°	1.00	1.11	1.17

Числа эти показывают, что при различных высотах солнца над горизонтом напряжение солнечной радиации при поднятии от 350 до 3683 м. может возрасти от 17 до 50%; особенно сильный рост напряжения солнечной радиации имеет место при малых высотах солнца над горизонтом. Одновременные наблюдения в Америке на горе Погоды (530 м.) и в Траппе (305 м.), находящихся на расстоянии 2 км., обнаружили ослабление радиации в Траппе на 4—6%. Наблюдения в Америке на Санта-Фе (2130 м.) и на Лак-Пик (3720 м.), лежащем по соседству, дали разность в напряжении солнечной радиации в $2\frac{1}{2}$ —4%.

Чтобы сравнить между собою наибольшие значения солнечной радиации, полученные на горах, а также в свободной атмосфере, следует непосредственно полученные значения привести к значениям, которые получились бы при среднем расстоянии солнца от земли и если бы солнце было в зените. Приведенные таким образом значения J даны в следующей табличке:

	Высота над уровн. моря.	J гр.-кал. см. ² мин.
Вашингтон	10 м.	1.58
Гора Вильсон	1700 "	1.64
Гора Кунгей-Алатау (Семиречье)	3100 "	1.72*)
Гора Уитней	4200 "	1.72
Аэростат с наблюдателем	7500 "	1.75
Шар-зонд	18000 "	1.84

Солнечная постоянная. Если бы коэффициент прозрачности атмосферы был одинаков для всего комплекса радиации, испускаемой солнцем, определение солнечной постоянной не представляло бы больших трудностей. В самом деле, допустим, что мы измерили напряжение солнечной радиации при двух высотах солнца; пусть соответствующие толщи атмосферы были m и n , тогда, по закону Бугера, имеем:

$$J_m = J_0 r^m \text{ и } J_n = J_0 r^n,$$

где J_m и J_n — измеренные напряжения солнечной радиации, J_0 — солнечная постоянная и r — коэффициент прозрачности. Из этих двух уравнений нетрудно найти J_0 и r . Так как прозрачность атмосферы значительно изменяется с течением времени, нам пришлось бы произвести не два, а целый ряд измерений, из них составить уравнения, аналогичные предыдущим, и затем из целого ряда таких уравнений определить наиболее вероятное значение J_0 для солнечной постоянной.

Однако, мы видели, что коэффициент прозрачности атмосферы изменяется в широких пределах, в зависимости от длины световой волны; вследствие этого, закон Бугера применим лишь для монохроматической радиации. При таких условиях, по мере увеличения толщи атмосферы, проходимой солнечными лучами, лучи большей проникающей способности получают все большее и большее преобладание в составе солнечной радиации, достигающей земной поверхности. Поэтому, если вести расчет по закону Бугера сразу для всего состава радиации,

*) Получено С. И. Савиновым 26 августа 1926 года.

то для среднего коэффициента прозрачности получатся слишком большие величины; в то же время для солнечной постоянной должны получиться слишком малые значения, тем более, что целый ряд лучей, лежащих в ультрафиолетовой части спектра, не достигает вовсе земной поверхности и не может быть учтен при вычислении солнечной постоянной. Таким образом, ясно, что для определения с возможной точностью солнечной постоянной необходимо разложить солнечную радиацию на ее составные спектральные части и для каждой части определить отдельно начальное напряжение у внешних пределов атмосферы. С этой целью американские астрофизики использовали спектро-
 болометр. Здесь мы имеем возможность остановиться лишь в самых кратких чертах на этом сложном приборе. В основу его положен принцип мостика Уитстона. Пусть (рис. 21) Е представляет собою электрическую батарею, от которой ток идет в А, где он разветвляется: часть тока идет по проволоке АСВ, часть по проволоке АDB, в точке В обе части тока снова сходятся и возвращаются в Е. Соединим между собою точки С и D проволокой CD, в которую включен чувствительный гальванометр G; обозначим через R_1 , R_2 , R_3 и R_4 электрические сопротивления четырех проволок АС, СВ, AD и DB. Теория показывает, что сила тока в проводнике CD, измеряемая гальванометром G, равна нулю, если сопротивления наших проводов удовлетворяют условию:

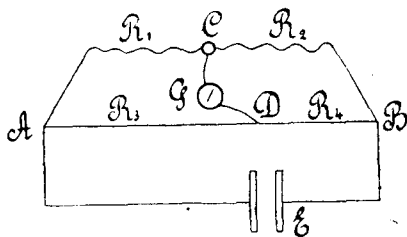


Рис. 21. Схема мостика Уитстона.

$$R_1 : R_2 = R_3 : R_4.$$

Две ветви нашего мостика состоят из двух возможно более тождественных платиновых полос, покрытых камфорной сажей; платиновые полосы имеют 12 мм. длины, 0.06 мм. ширины и всего лишь 0.005 мм. толщины. Обе полосы расположены непосредственно одна подле другой. Солнечный свет попадает раньше всего в спектроскоп, где разлагается на составные части, а затем та или другая часть спектра через ряд диафрагм попадает на одну из платиновых полос. Допустим, что сначала лучи не попадают на эту полосу и что сопротивления наших четырех ветвей подобраны так, что удовлетворяется предыдущая пропорция и гальванометр остается на нуле. Если теперь дать доступ лучам на нашу вычерненную платиновую полосу, то она поглощает падающую лучистую энергию и нагревается. При нагревании сопротивление полоски увеличивается, один из четырех членов пропорции увеличивается; таким образом, справедливость нашей пропорции нарушается и гальванометр G обнаруживает некоторый ток; сила этого тока служит мерою изменения сопротивления полоски, а также мерою нагревания, а, следовательно, и напряжения лучистой энергии, падающей на полосу. Прибор этот позволяет измерить напряжение радиаций в различных частях спектра. Спектроболометр может быть приспособлен для автоматической записи отклонений гальванометра при освещении полоски различными частями спектра.

Для определения солнечной постоянной поступают следующим образом: 1) помощью болометра определяют относительное распределение энергии в спектре солнечной радиации при различных высотах солнца и по возможности при постоянных условиях состояния атмосферы; при этом для каждого измерения определяют также соответ-

ствующую толщу атмосферы; 2) затем помощью пиргелиометра измеряют полное напряжение солнечной радиации у поверхности земли; 3) пользуясь законом Бугера, приводят каждую ординату записи болометра к тому значению, которое она должна была бы иметь у внешних пределов атмосферы; таким образом получают кривую, дающую нам распределение энергии в спектре солнца для внешних пределов атмосферы; 4) измеряют площади, заключенные между прямой, соответствующей нулевой радиации, и двумя кривыми солнечной энергии у поверхности земли и у внешних пределов атмосферы; пусть эти площади соответственно равны A и A_0 ; если, кроме того, J — напряжение радиации, определенное помощью пиргелиометра, тогда, очевидно,

$$J_0 = J - \frac{A_0}{A}$$

дает нам величину солнечной постоянной J_0 .

Из целого ряда наблюдений американскими астрофизиками за последние 20 лет, в разных местах земного шара, а именно, на горе Вильсон в Калифорнии (1730 м.), в Вашингтоне, на горе Уитней в Калифорнии (4420 м.), в Бассуре (1160 м.), Чили и других местах,

установлено, что солнечная постоянная в среднем равна 1.94 $\frac{\text{гр.-кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$

для среднего расстояния солнца. Заметим, что измерения для 1902—1912 гг. дали $J_0 = 1.933$, а для 1912—1920 гг. $J_0 = 1.946$; таким образом можно считать, что в настоящее время значение солнечной постоянной установлено с большой точностью и что каждый см.^2 поверхности, нормальный солнечным лучам и находящийся у внешних пределов атмосферы, получает в одну минуту 1.94 малых калории. Однако, эта „солнечная постоянная“ не остается вполне постоянной, но испытывает колебания в несколько процентов, в зависимости от состояния лучеиспускающей поверхности солнца; при этом оказывается, что с увеличением числа пятен на солнечной поверхности, возрастает солнечная постоянная, причем увеличению числа пятен на 100 соответствует увеличение солнечной постоянной приблизительно на 0.07 калории. Таким образом, в колебаниях солнечной постоянной обнаружен 11-летний период, совпадающий с периодом солнечных пятен на поверхности солнца. Наблюдались также периодические колебания с периодом в несколько дней, причем колебания достигали 4—5% среднего значения. Однако, пока еще эти последние колебания точно не установлены.

Результаты длительных исследований американских астрофизиков над изменениями величины солнечной постоянной возбудили большой интерес со стороны астрономов и метеорологов. Некоторые из метеорологов, как, напр., Клайтон, делают попытки связать эти колебания солнечной постоянной с изменениями погоды на земном шаре. Однако, необходимо отметить, что хотя поверхность солнца и находится в состоянии постоянных изменений, обусловленных изменением числа пятен, солнечных факелов, протуберанцев и солнечной короны, и хотя деятельность солнца подвержена колебаниям, тем не менее в последние годы со стороны ряда метеорологов (Марвин, Линке и друг.) высказываются сомнения относительно реальности колебаний солнечной постоянной, особенно кратковременных. Так, напр., Марвин указывает на то обстоятельство, что колебания солнечной постоянной малого периода при начальных работах американских астрофизиков выражались 50% среднего значения солнечной постоянной, затем постепенно пони-

жались до 40, 20 и 5%, а в последнее время даже меньше 1%. Поэтому весьма вероятно, что эти колебания, постепенно уменьшающиеся по мере усовершенствования методов исследования, объясняются изменениями прозрачности земной атмосферы, недостаточно точно учитываемыми при обработке наблюдений.

Спектроболометрические исследования солнечной радиации. Как указано выше, закон Бугера применим лишь к отдельным составным частям солнечной радиации, которые можно считать монохроматическими. Допустим, что для некоторого участка спектра мы определили при различных высотах солнца и, следовательно, при различных толщах атмосферы m и n , напряжение этих лучей. Тогда, как мы видели, по формуле Бугера, из них можно найти наиболее вероятные значения p и J_0 . На основании таких наблюдений и вычислений, американские астрофизики построили кривую распределения энергии в спектре солнца у внешних пределов атмосферы (рис. 22): на оси абсцисс даны длины волн, соответствующие ординаты дают нам напряжение света для каждой световой волны. Для сравнения даны также

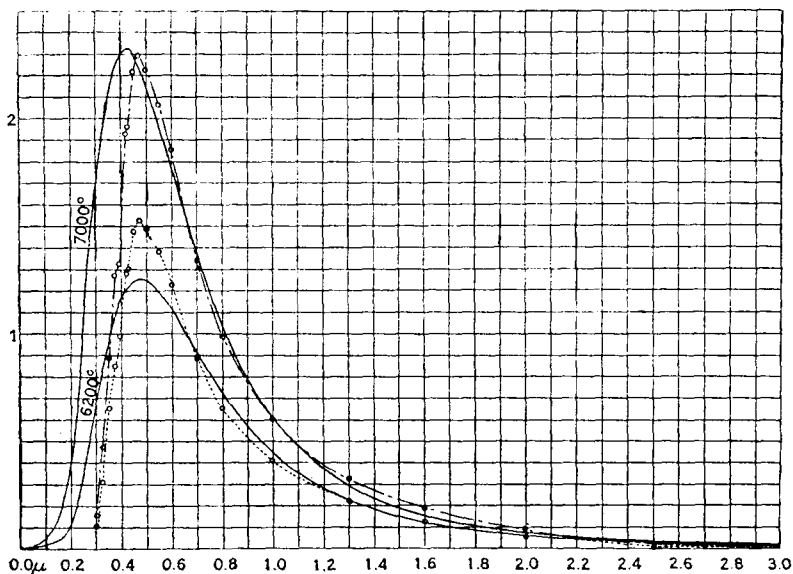


Рис. 22. Распределение энергии в солнечном спектре.

кривые распределения энергии, испускаемой раскаленными абсолютно черными телами при абсолютных температурах в 6200° и 7000°. Распределение энергии в спектре солнца изображено двумя пунктирными кривыми, взятыми в различном масштабе так, чтобы одну из них можно было удобно сравнивать с кривой для абсолютно черного тела при 7000°, вторую — с кривой для 6200°. Из этих кривых не трудно видеть, что лучеиспускательная поверхность солнца по своим свойствам сходна с лучеиспускательной способностью абсолютно черного тела при абсолютной температуре между 6200° и 7000°. Максимум энергии имеет место для длины, равной 0.47 μ ; вся энергия, посылаемая солнцем, у внешних пределов атмосферы имеет следующий состав: 43% приходится на инфракрасную часть спектра, 52% на видимую часть и 5% на ультрафиолетовую. Наблюдаемые в кривой распределения энергии некоторые углубления соответствуют избирательному поглощению, про-

изводимому солнечной атмосферой; это—так наз. ф р а у н г о ф е р о в ы е темные линии.

Аналогичные изменения в спектре в виде целого ряда углублений дают кривые распределения солнечной энергии у земной поверхности (рис. 8). Эти дополнительные углубления обусловлены избирательным поглощением солнечных лучей определенной длины волны при их прохождении через земную атмосферу. Поглощение это производится главным образом кислородом, углекислотой, водяными парами и озоном. Кислород и водяные пары дают целый ряд очень узких полос поглощения, которые нередко очень трудно отличить от фраунгоферовых линий; кроме того, в солнечном спектре имеется ряд широких полос поглощения, обязанных своим происхождением водяным парам, углекислоте и озону, особенно в части спектра, соответствующей длинным волнам. Кислород также дает широкую полосу поглощения, но она лежит в части спектра, соответствующей очень коротким длинам волн. Возможно, что некоторые из этих широких полос, если даже не все, представляют собою совокупность большого числа отдельных линий, очень сближенных между собою; все эти линии и полосы поглощения, образующиеся при прохождении солнечных лучей через земную атмосферу, называются т е л л у р и ч е с к и м и линиями. Рисунок 23 дает нам часть кривой распределения энергии в спектре солнца для инфракрасной части; здесь отчетливо видны полосы поглощения ρ σ τ ϕ ψ Ω .

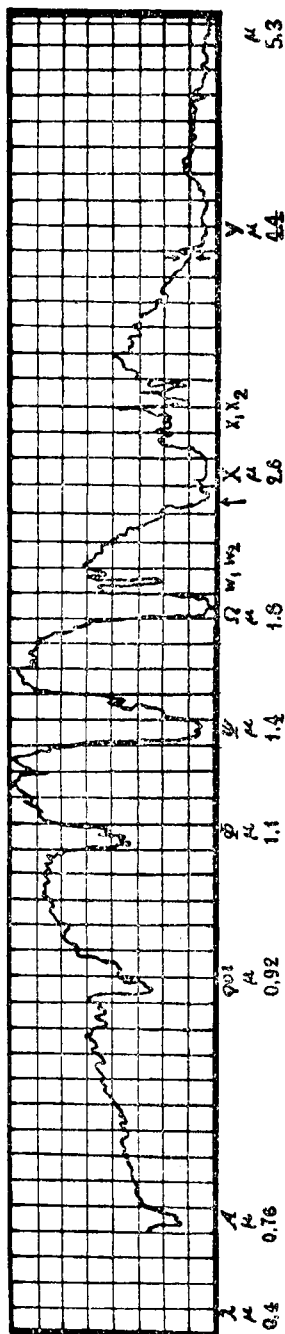


Рис. 23. Инфракрасная часть солнечного спектра.

Все эти полосы поглощения тщательно изучены, выяснены причины их происхождения; для некоторых полос, даваемых водяными парами, удалось даже установить соотношение между глубиной полос поглощения и содержанием водяных паров во всей толще атмосферы; для этого были поставлены в Америке лабораторные опыты в большом масштабе: отдельные части солнечной радиации пропускались через трубы длиной в 128—246 м, содержащие водяные пары различной плотности и температуры; при этом измерялась глубина полос поглощения, обусловленная водяными парами. Благодаря этим исследованиям, в настоящее время спектротрическими измерениями солнечной радиации можно с достаточной точностью определить общее содержание водяных паров во всей толще атмосферы, включая и высшие ее слои.

Что касается общего вида кривой распределения энергии в спектре солнца у поверхности земли, то она значительно изменяется с высотой солнца; по мере приближения солнца к горизонту все ординаты уменьшаются, и особенно сильно ординаты, соответствующие коротким волнам (вследствие более сильного рассеяния их

земной атмосферой). При высоте солнца в 30° инфракрасные лучи составляют уже 60%, видимые лучи около 40% и ультрафиолетовые лучи меньше 1%, тогда как у внешних пределов атмосферы первых было всего лишь 43%, вторых 52% и последних 5%.

Если солнце находится в зените, то максимум энергии приходится не в голубовато-синей части спектра (0.47 μ), как это имеет место у внешних пределов атмосферы, но уже в желтой части, при средней высоте солнца в желтооранжевой части и при низком солнце в красной (рис. 24): эта смена цветов заметна и невооруженному глазу.

Как показывают спектрограммы, особенно резко обрывается конец солнечного спектра в ультрафиолетовой части; при этом ультрафиолетовый конец спектра зависит в значительной мере от высоты солнца над горизонтом; для иллюстрации приведем табличку из наблюдений Дорно в Давосе; в ней первая строка дает высоту солнца над горизонтом h , вторая границу ультрафиолетовой части спектра в μ (в миллимикронах, т. е. в миллионных долях мм.):

h	10°	20°	30°	40°	50°	60°
μ	315.8	307.8	304.3	301.6	298.5	297.9.

При самых благоприятных условиях Дорно получил для границы спектра 289.6 μ . Необходимо при этом иметь в виду, что обнаруживаемая спектроскопом граница спектра зависит в значительной мере от оптики спектроскопа. Что касается инфракрасной границы спектра, то для длины воли в 13—18 μ заметны лишь ничтожные следы.

Вся ультрафиолетовая часть спектра, соответствующая световым волнам, меньшим 180 μ , целиком поглощается самыми верхними слоями атмосферы; за счет этой радиации здесь образуются положительно и отрицательно заряженные частички, так наз. ионы. Часть спектра от 180 μ до 290 μ также поглощается верхними слоями атмосферы, причем поглощаемая энергия идет на образование озона, перекиси водорода и окислов азота; здесь лучистая энергия переходит в химическую. Часть ультрафиолетовой энергии солнечного спектра идет также на образование так наз. ядер тумана или ядер конденсации, играющих большую роль, как увидим ниже, при сгущении водяных паров в атмосфере.

Как указано выше, спектроболометрические исследования солнечной радиации позволяют судить о значениях коэффициента прозрачности атмосферы для различных длин световых волн. Так, напр., исследования Аббота дают следующие значения коэффициента прозрачности

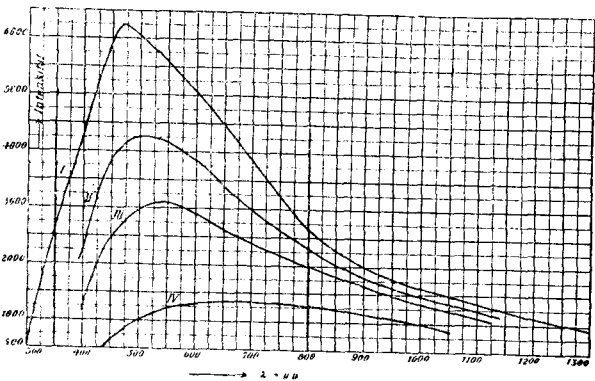


Рис. 24. Кривые распределения энергии в солнечном спектре: I—у внешних пределов атмосферы, II—у поверхности земли, когда солнце в зените, III—то же при высоте солнца в 30° и IV—при высоте в 11.3°

для Вашингтона (10 м. над уровнем моря), для горы Вильсон (1750 м.) и для горы Уитней (4420 м.):

Коэффициенты прозрачности.

λ в μ	350	400	450	500	600	700	800	900	1000
Вашингтон	—	0.543	0.640	0.705	0.760	0.839	0.865	0.886	0.901
Гора Вильсон	0.612	0.724	0.800	0.858	0.890	0.942	0.964	0.968	0.973
Гора Уитней.	0.715	0.809	0.875	0.919	0.940	0.964	0.976	0.980	0.975

Таблица эта показывает, как сильно возрастает коэффициент прозрачности атмосферы с увеличением длины световой волны; кроме того, коэффициент прозрачности зависит от высоты места над уровнем моря: по мере поднятия, как это и естественно ожидать, прозрачность атмосферы увеличивается. Приведенные коэффициенты прозрачности представляют средние значения коэффициентов; в отдельные дни они могут сильно изменяться; значительно могут отличаться друг от друга и средние значения коэффициентов в различных местах.

Абней, на основании своих спектрометрических исследований, дает пример того, как сильно может изменяться состав солнечной радиации, достигающей земной поверхности при различных высотах солнца. Абней вычислил интенсивность солнечной радиации для четырех частей солнечного спектра, а именно: для $\lambda = 0.76 \mu$ (красная часть), 0.59μ (оранжевая), 0.49μ (голубая) и 0.40μ (фиолетовая часть); при этом он принимает напряжение света у внешних пределов атмосферы для каждой из указанных частей спектра равным единице. Результаты его расчетов даны в следующей таблице:

Распределение энергии в солнечном спектре.

Толща атмосферы. Высоты солнца.	1 90°	2 30°	3 19.3°	4 14.3°	5 11.3°	6 9.3°	7 8.3°	8 7.3°	32 вблизи гориз.
Красная (0.76)	0.95	0.91	0.86	0.81	0.77	0.74	0.71	0.66	0.107
Оранжевая (0.59). . . .	0.87	0.75	0.65	0.57	0.49	0.43	0.37	0.32	0.001
Голубая (0.49)	0.74	0.54	0.40	0.30	0.22	0.16	0.12	0.09	—
Фиолетовая (0.40)	0.51	0.25	0.13	0.07	0.03	0.02	0.01	—	—

Таблица наглядно показывает, что при положении солнца вблизи горизонта исчезают все фиолетовые и голубые лучи и солнце кажется поэтому желтовато-красным.

Влияние вулканических извержений на напряжение солнечной радиации. Вулканические извержения оказывают значительное влияние на напряжение солнечной радиации. В самом деле, при извержениях в атмосферу выбрасываются огромные массы вулканической пыли, окутывающие значительную часть земли и понижающие прозрачность атмосферы. Так, в июне 1912 года имело место сильное

извержение вулкана Катмаи в Аляске. После этого извержения почти для всего северного полушария (по меньшей мере, в Северной Америке, Европе, Северной Африке и Западной Азии) имело место в течение четырех месяцев понижение солнечной радиации почти на 50%; даже, после заметного прояснения атмосферы, когда уже почти совершенно исчез слой мглы, окутывавший небесный свод, все же напряжение солнечной радиации было понижено на 20% и лишь постепенно к концу 1914 года, т. е. по прошествии более, чем двух лет, атмосфера очистилась настолько, что солнечная радиация приняла нормальную величину. Кимбалль обработал пиргелиометрические наблюдения для целого ряда станций, расположенных в различных частях земного шара, и составил средние годовые значения солнечной радиации для каждого года от 1883 до 1912 года в ‰ от среднего значения.

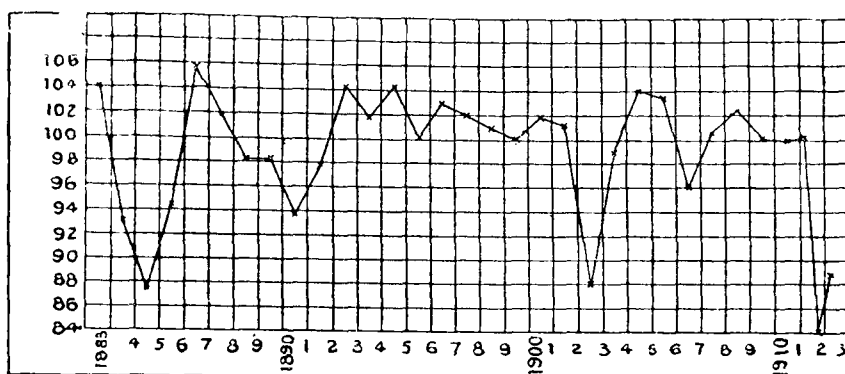


Рис. 25. Средние значения солнечной радиации.

Результаты его исследования даны на рис. 25. Сильное понижение радиации для 1884, а также 1885 и 1886 гг. несомненно обусловлено громадным извержением Кракатау летом 1883 года; пониженные значения радиации от 1888 до 1892 года можно связать с чрезвычайно интенсивной вулканической деятельностью в этот период, когда имели место сильные извержения Бандезана (1888 г.), Богослова (1890 г.) и Авое (1892 г.); пониженное значение 1903 года надо приписать извержениям Санта-Мария (1902 г.), Пелэ (1902 г.) и Колима (1903 г.); малые значения 1912—1913 года следует отнести к июньскому извержению в 1912 г. вулкана Катмаи.

Заметное влияние на понижение солнечной радиации, как показывают наблюдения в Слуцке и Лесном, оказывают лесные и торфяные пожары. Интересно отметить, что лето 1921 года отличалось большими и частыми дождями; эти дожди сопровождались повышением прозрачности атмосферы и, соответственно, увеличением солнечной радиации.

Световое излучение солнца. Кроме актинометрических исследований над напряжением солнечной радиации, имеется целый ряд исследований помощью фотометров над яркостью солнечного света. За единицу света обычно принимается свеча Гефнера. На самом деле это не свеча, а лампа простой конструкции; в ней горит уксусный амил, пламя свободное (без стекла); высота пламени 40 мм., ширина 8 мм. Сила света такой лампы приблизительно равна силе света свечи средней величины.

Применяемые при этом фотометры позволяют определить силу света с точностью до одной миллиардной доли лампы Гефнера. Изме-

рения Кимбалля в Вашингтоне показали, что при высоко стоящем солнце освещенность составляет 122800 метр-свечей, т. е. освещение такое же, как от 122800 свечей Гейфнера, поставленных на расстоянии одного метра. Дорно получил для Давоса (1560 м.) 146000 метр-свечей, а для солнца в зените 154000. На основании этих данных, Дорно дает для солнечного освещения у внешних пределов земной атмосферы 243900 метр-свечей.

Техническое использование солнечной энергии. В настоящее время почти единственными источниками энергии как для технических целей, так и для отопления, является каменный уголь и нефть; запасы леса настолько ограничены, что о них не может быть речи. По геологическим данным запасы угля весьма ограничены. Еще более ограничены запасы нефти, которые ни в коем случае не смогут заметным образом заменить уголь. Остается еще так наз. белый уголь, т. е. энергия, содержащаяся в движущихся водяных массах. Белый уголь в последнее время получает все более и более широкое распространение. Но подсчет всей энергии воды показывает, что она может заменить только половину потребляемой в настоящее время энергии.

В нашем распоряжении имеются колоссальные запасы солнечной энергии, которая до самого последнего времени почти совершенно не использовалась для технических целей. Выше мы видели, как велики запасы ее. Достаточно указать, что если бы нам удалось использовать только 1% всей солнечной энергии, приходящейся на Сахару, то мы имели бы в распоряжении количество энергии, в 10 раз превышающее энергию, потребную в настоящее время для всего земного шара.

Вопрос об использовании солнечной энергии не новый. В разное время был произведен ряд опытов с большими сферическими зеркалами, помощью которых солнечные лучи собирались в фокусе таких зеркал и в результате в одном месте концентрировались значительные запасы энергии. Помощью большого параболического зеркала московский профессор Церасский использовал солнечные лучи для плавления почти всех металлов; в фокусе его зеркала получалась температура до 3500°.

Имеется целый ряд попыток использования солнечной энергии для варки пищи. Для этого устраивались особые ящики, состоящие из ряда стеклянных сосудов или ящичков с хорошо изолированным дном; внутри такого ящика можно было получить температуру до 120°; такая высокая температура объясняется тем, что солнечная энергия значительной своей частью проходит через стеклянные стенки; с другой стороны, как известно, тела при сравнительно низкой температуре испускают лучистую энергию в виде длинных волн, для которых стекло непрозрачно; вследствие этого, испускаемая обратно лучистая энергия почти целиком задерживается стеклом; в результате внутри ящика происходит накопление тепла, повышающее температуру до 100° и выше.

Интересный опыт был произведен Гершелем в 1836 году: небольшой деревянный ящик, покрытый стеклянной крышкой, был окружен досками и засыпан песком; внутри него под действием солнечных лучей температура повышалась до 80°; когда же его покрыли вторым стеклом, то температура в некоторые дни повышалась внутри ящика даже до 120° и в нем быстро запекались яйца и тушилось мясо с овощами. В настоящее время построена целая «солнечная кухня» в солнечной обсерватории на горе Вильсон в Калифорнии; эта кухня дает температуру до 150°, имеет духовку, где пекутся хлеба и варятся всевозмож-

ные кушанья. В Калифорнии, где много солнца и нет каменного угля, солнечной энергией пользуются в домашнем обиходе; в небольших рабочих домах над водопроводным баком делается двойная стеклянная крыша, и вода круглые сутки поддерживается при температуре около 35°.

В той же Калифорнии инженером Мушо был устроен водяной насос, который помощью солнечной энергии поднимал воду до высоты в 11½ метра. Инженер Мушо построил также солнечный котел, приводивший в действие маленькую паровую машину и соединенный с нею насос, выкачивающий воду из шахт с глубины 5 м. и поднимающий в минуту 6 м.³ воды. В настоящее время имеется целый ряд таких установок в шахтах. На рисунке 26 изображен большой солнечный мотор, устроенный в Лос-Анжелосе в Калифорнии: в фокусе вогнутого зеркала установлен цилиндрический котел в 4 м. длиною; он приводит в действие машину

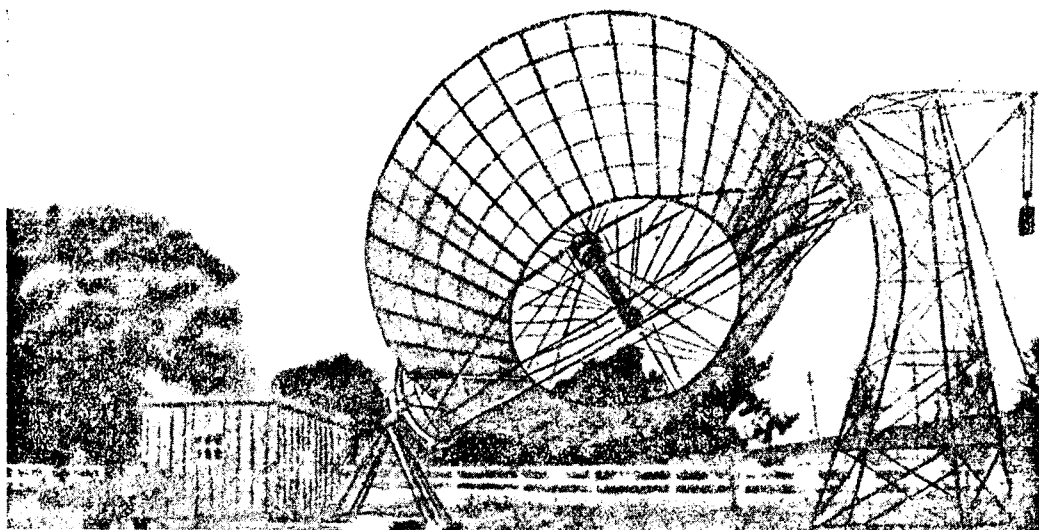


Рис. 26. Солнечный мотор.

мощностью в 8 лошадиных сил. Помощью часового механизма зеркало с котлом поворачивается вслед за солнцем и машина работает с восхода до захода солнца.

В 1913 году близ Каира в Египте, где также много солнца, был устроен по системе Шумана «завод солнечной энергии». Существенную часть его установки составляют «поглотители» солнечной энергии, построенные на принципе парников; поглотители представляют собою плоские прямоугольные ящики; на дне каждого из них расположен узкий длинный котел; каждый котел помещен в деревянный ящик с двойною стеклянной крышкою; к боковым стенкам ящиков прикреплены зеркала, отражающие солнечные лучи на котлы; оси котлов автоматически передвигаются с солнцем. Через котлы проходит водопроводная вода, которая нагревается и переходит в пар; образующиеся пары через общую паросборную трубу поступают в паровую машину. Установлено было пять таких поглотителей, причем общая длина котлов равнялась 61 метру. Такая система котлов питала паровую машину в 100 лошадиных сил; одна десятая, занятая такой установкой, давала 63 лош. силы.

Изложенные примеры представляют собою первые попытки технического использования солнечной энергии; установки пока громоздки и несовершенны, однако, они свидетельствуют о том, что вопрос об использовании солнечной энергии будет, повидимому, в более или менее недалеком будущем разрешен надлежащим образом.

Г Л А В А III.

Рассеянная небесная радиация.

Рассеянная небесная радиация. До сих пор мы имели дело только с прямой солнечной радиацией и вовсе не принимали в расчет рассеянный свет, идущий от небесного свода. Как было указано выше, значительная часть солнечной радиации при прохождении через атмосферу частью поглощается, частью рассеивается во все стороны; эта часть солнечной радиации далеко не оказывается потерянной для земной поверхности, она проявляется в виде лучистой световой и тепловой энергии, испускаемой атмосферой. Лучистая энергия, посылаемая нашей атмосферой на земную поверхность, может быть расчленена на два вида радиации. С одной стороны, в состав ее входит рассеянный небесный свет, происходящий вследствие рассеяния прямого солнечного света молекулами воздуха, пылинками и другими составными частями атмосферы; с другой стороны, земная атмосфера, имеющая температуру выше абсолютного нуля, испускает, подобно всякому другому телу, лучистую энергию за счет своей собственной внутренней энергии. В то время, как рассеянная небесная радиация состоит преимущественно из видимых и ультрафиолетовых лучей, радиация, излучаемая самой атмосферой, в соответствии с сравнительно низкой температурой воздуха, состоит из темных инфракрасных лучей; эту радиацию можно назвать тепловым излучением атмосферы. Последняя радиация излучается нашей атмосферой непрерывно в дневные и ночные часы, тогда как рассеянная небесная радиация имеет место лишь в дневные часы, когда солнце находится над горизонтом. В настоящей главе мы остановимся только на рассеянной небесной радиации или рассеянном солнечном свете.

Рассеянный солнечный свет обладает значительной интенсивностью; ему мы обязаны освещением в затененных от солнца местах и в наших жилищах. Интенсивность рассеянного света в значительной мере зависит от содержания в атмосфере водяных паров; с увеличением количества водяных паров в атмосфере, напряжение прямого солнечного света, как мы видели, уменьшается, но за счет его растет напряжение света, испускаемого атмосферой.

Лорд Рэлей теоретически исследовал рассеяние света в атмосферном воздухе; он показал, что если рассеивающие частички (молекулы воздуха и пылинки) имеют меньшие размеры, чем длина волны рассеиваемого света, то рассеяние происходит обратно пропорционально 4-ой степени длины волны. Таким образом, принимая во внимание, что длина волны желтого света равна 0.6μ . ($\mu = 0.001$ мм.) и длина волны фиолетового света 0.4μ ., найдем, что фиолетовые лучи рассеиваются сильнее желтых в отношении $(0.6)^4 : (0.4)^4$, т. е. приблизительно в пять раз. Вследствие этого рассеянный небесный свет значительно более богат лучами меньшей длины волны, нежели прямой

солнечный свет. По мере прохождения через атмосферу, прямой солнечный свет все более и более теряет лучи с короткой длиной волны; если при этом солнце находится вблизи горизонта и путь его через атмосферу велик, то в результате такого рассеяния прямой солнечный свет почти вовсе лишается лучей более коротких волн, вследствие чего прямой солнечный свет, а следовательно, и солнце вблизи горизонта, приобретает оранжевую и даже красную окраску. В то же время рассеянный небесный свет богаче, по сравнению с солнечным, более преломляемыми лучами. Этим, как увидим ниже, объясняется голубой цвет неба.

Рассеяние света тем больше, чем больше рассеивающих мельчайших частичек в воздухе. Вследствие этого рассеяние на горах должно быстро убывать с высотой; по Абнею, на высоте 2400 м. рассеяние света в 6 раз слабее, чем у уровня моря. Законы рассеяния прямого солнечного света молекулами воздуха выражаются точными математическими формулами. Эти формулы позволяют нам по величине рассеяния прямого солнечного света определить с достаточной точностью число молекул, содержащихся в атмосфере. Из формул рассеяния было найдено, что в см.³ сухого атмосферного воздуха должно содержаться при нормальных условиях (760 мм. давления и 0° температуры) 2.72×10^{19} молекул воздуха. Указанное число прекрасно согласуется с числом, полученным Милликеном совершенно другими методами, а именно, 2.705×10^{19} . Примесь к воздуху большого числа более крупных частичек делает цвет неба более белесоватым. Теория показывает, что частички, хотя и микроскопической величины, но имеющие размеры уже не малые по сравнению с длиной световой волны, дают рассеяние света, приблизительно, обратно пропорциональное не 4-ой, а 2-ой степени световой волны. Подобное рассеяние начинается для частичек, размеры которых равны 0.18 μ . или больше. Исследования показали, что в первом приближении по этому закону рассеивают свет частички водяного пара; вследствие этого предполагают, что частички водяного пара имеют большие размеры, чем обычные молекулы; возможно, что это происходит вследствие соединения молекул водяного пара с ионами или ядрами конденсации (см. ниже главу о сгущении водяных паров).

Согласно теоретическим расчетам Кинга для Вашингтона, количество рассеянной небесной радиации, приходящейся на горизонтальную поверхность, составляет 7.8% энергии, посылаемой солнцем и достигающей земной поверхности, в случае, если солнце в зените. Эта небесная радиация остается приблизительно постоянной при различных высотах солнца. При высоте солнца над горизонтом в 30° участие ее в нагревании земли составляет 16% полного действия солнечной радиации; при высоте солнца в 20° рассеянная небесная радиация составляет уже 24%, наконец, при высоте солнца в 10° она достигает 44%. Отсюда мы видим, какое большое значение имеет небесная радиация при малой высоте солнца над горизонтом; особенно велико значение ее должно быть в полярных странах и вообще в высоких широтах, где солнце никогда не достигает значительных высот над горизонтом. Траберт, на основании изучения суточных колебаний температуры воздуха при небе, вполне покрытом облаками, приходит к выводу, что небесная радиация в средних широтах составляет около 40% прямой солнечной радиации.

Приборы для измерения рассеянной дневной радиации. Для измерения рассеянной радиации в последние годы построен ряд приборов, называемых пиранометрами. Пиранометры дают нам напря-

жение радиации, приходящейся на см^2 горизонтальной зачерненной поверхности в минуту; если пиранометр не защищен от прямых солнечных лучей, то он измеряет напряжение полной радиации (прямой + рассеянной); для того, чтобы получить значения одной только рассеянной небесной радиации, приемник пиранометра защищается небольшим экраном от прямых солнечных лучей. Пиранометр нетрудно приспособить к непрерывной регистрации радиации; такой прибор называют пиранографом.

Рассмотрим наиболее распространенные типы пиранометров; к таковым относятся: 1) так наз. шахматный приемник С. И. Савинова, применяющийся в Слуцке и других местах СССР; 2) пиранометр А. Онгстрема, распространенный в Западной Европе, и 3) пиранометр Аббота и Альдриха, распространенный в Америке. Имеются и другие типы пиранометров, на которых не будем останавливаться. Необходимо указать, что пока еще не выработан стандартный тип пиранометра и показания отдельных типов пиранометров, вследствие тех или иных особенностей конструкции, не вполне сравнимы между собою.

Шахматный приемник С. И. Савинова представляет собою термоэлектрический приемник, состоящий из расположенных в горизонтальной плоскости в шахматном порядке черных и светлых металлических пластинок, к которым снизу подклеены термоэлектрические спаи. В первом приближении разность температур черного и светлого тела, выставленных под действие лучистой энергии, пропорциональна напряжению этой энергии, а потому и сила термоэлектрического тока будет пропорциональна напряжению радиации. Горизонтальная поверхность приемника покрывается стеклянной пластинкой, прозрачной лишь для лучей видимой части спектра; кроме того, небольшим экраном приемник защищается от прямых солнечных лучей. При такой установке шахматный приемник, будучи соединен с гальванометром, дает показания, приблизительно пропорциональные напряжению рассеянного света. Шахматный приемник легко приспособить для записи радиации, для чего он соединяется с регистрирующим гальванометром того же типа, какой применяется для актинографа. В последнее время черные и светлые пластины С. И. Савинова располагает не в шахматном порядке, а в виде параллельных полос; в остальном приемник остается прежней конструкции (полосатый приемник).

Схема пиранометра А. Онгстрема дана на рис. 27. Он основан на том же принципе, как и пиргелиометр К. Онгстрема. Существенную часть этого прибора составляют две пары тонких манганиновых полосок a и b ; одна пара этих полос покрыта платиновой чернью; другая пара также покрыта платиновой чернью, а затем умеренно толстым слоем окиси магния. Такой слой, согласно исследованиям Кобленца, обладает чрезвычайно большой отражающей способностью в отношении видимых лучей и в то же время чрезвычайно большой поглощательной способностью для всех лучей, длина волны которых больше 4μ ; таким образом, длинные инфракрасные лучи действуют на обе пары полос совершенно одинаково. Сверху прибор прикрыт полусферическим стеклянным колоколом g , в свою очередь поглощающим все лучи, длина волны которых больше 3μ . Эти четыре полоски натянуты друг подле друга на эбонитовой рамке; к задней их поверхности прикреплены два малых термоэлемента; для измерения получаемого при этом термоэлектрического тока, в ту же цепь включен чувствительный гальванометр. Указанный прибор служит для измерения радиации с длиной волны, меньшей 3μ . Падающий свет поглощается черной парой полосок и отражается от белых покрытых окисью маг-

ния полосок; вследствие этого черные полосы нагреваются сильнее и термоэлектрические спаи, вследствие разности температур, дают ток, вызывающий отклонение гальванометра. Чтобы компенсировать этот ток, через белые полосы пропускают электрический ток и регулируют его силу помощью переменного сопротивления до тех пор, пока белые полосы не примут ту же температуру, как и черные полосы, и гальванометр не установится на нуле. Измерив силу тока, нагревающего белые полосы, нетрудно определить напряжение падающей радиации тем же способом, как это делается в пирелиометре Онгстрема. Тот же пиранометр можно приспособить и для непрерывной записи. При этом белую пару пластинок уже не нагревают электрическим током; вследствие этого под действием падающей радиации здесь получается термоэлектрический ток и по отклонению гальванометра можно определить интенсивность падающей радиации. Отклонения гальванометра регистри-

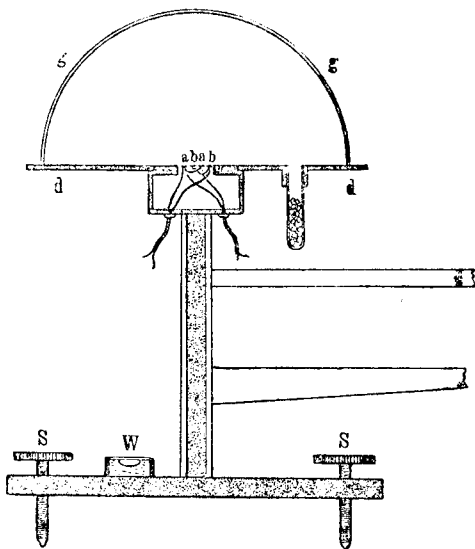


Рис. 27. Пиранометр Онгстрема.

руются на фотографической бумаге, накрученной на барабан, приводимый в движение часовым механизмом.

Пиранометр Аббота и Альдриха, общий вид которого дан на рис. 28 (верхний чертеж — вид сбоку, нижний — вид сверху), сводится к следующему: в горизонтальной плоскости ее помещены рядом две зачерненные манганиновые полоски *a* и *b*, одинаковой длины и ширины, но одна из них в 10 раз толще другой; оба конца каждой полоски припаяны к массивным медным пластинам *c*, *c'*, *d* и *d'*; манганиновые полоски и медные пластины изолированы между собою слоем слюды. Толщина манганиновых полосок 30 μ и 3 μ . К нижним поверхностям этих полос прикреплены термоэлек-

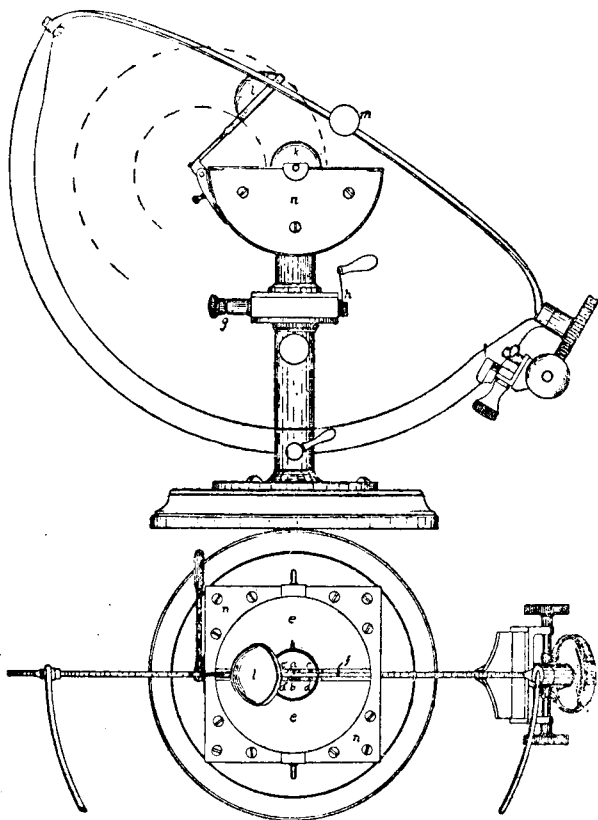


Рис. 28. Пиранометр Аббота и Альдриха.

трические спаи, соединенные между собою и с чувствительным гальванометром совершенно так же, как и в пиргелиометре Онгстрема. Помощью небольшой батареи, в цепь которой включен магазин сопротивления и точный амперметр, можно пропускать электрический ток одновременно через обе манганиновые полоски; эти последние снабжены добавочными сопротивлениями, рассчитанными так, что каждая из полосок получает при этом одинаковое количество тепла от электрического тока. Манганиновые полоски прикрыты сверху полусферическим стеклянным колпаком из ультрафиолетового кронгласа, задерживающего темные лучи. На этот колпак может надеваться сверху металлическая никеллированная крышка *l*, затеняющая полоски от прямого и рассеянного света. Кроме того, имеется небольшой экран *m* для защиты прибора от действия прямых солнечных лучей; помощью часового механизма экран автоматически перемещается с солнцем и затеняет полоски от прямого солнечного света.

Измерения помощью описанного пиранометра производятся следующим образом: с прибора снимается металлическая крышка *l* и манганиновые полоски *a* и *b* подвергаются действию радиации; каждая из полос, имеющих одинаковую воспринимающую поверхность, получает при этом одинаковое количество тепла, но повышение температуры, после того, как установится стационарное состояние, будет не одинаково; толстая полоска, вследствие большей толщины и более быстрой отдачи тепла припаянным к ней медным пластинам, нагреется меньше. Вследствие этого термоэлектрические спаи, находясь при разной температуре, дадут термоэлектрический ток и гальванометр обнаружит то или иное отклонение. После отсчета гальванометра, закрывают прибор указанной выше металлической крышкой *l* и пропускают электрический ток через обе полоски; при этом, помощью магазина сопротивления, подбирают такой ток, чтобы гальванометр обнаружил то же отклонение, что и под действием радиации. Теперь, очевидно, электрический ток сообщает обоим полоскам такое же количество тепла в единицу времени, какое они получали и под действием радиации. Искомое напряжение радиации *Q* выразится формулой:

$$Q = K i^2,$$

где *i* — напряжение тока, посылаемого в пластинки и измеряемое амперметром, *K* — постоянный коэффициент, который Аббот и Альдрих определяют теоретически из размеров полосок и из величины электрического сопротивления полосок и добавочных сопротивлений.

Результаты наблюдений рассеянной небесной радиации. Помощью шахматного приемника С. И. Савинова в Слуцке ведется непрерывная регистрация рассеянной солнечной радиации в течение нескольких лет. Согласно этим наблюдениям, рассеянная радиация в ясную погоду сравнительно невелика. Так, на основании наблюдений в Слуцке, оказывается, что в ясные дни (средняя облачность 25%) рассеянная радиация составляет в среднем 15% прямой или 13% полной солнечной радиации. В дни с переменной облачностью получается иное соотношение. Облачные дни (при средней облачности 71%), как показывают вычисления С. И. Савинова, дают в среднем рассеянную радиацию, составляющую 75% прямой или 43% полной солнечной радиации. Наконец, в пасмурные дни вся радиация сводится к рассеянной. В среднем за все дни летнего полугодия 1923 года доля участия рассеянной радиации составляла 41% общей суммы солнечной энергии. Приведенный пример показывает, какое важное значение в обороте тепла имеет рассеянная солнечная радиация.

Непрерывная регистрация небесной радиации в Давосе (1800 м. над уровнем моря) помощью пиранометра Онгстрема с ноября 1920 г. по октябрь 1921 г. дает возможность судить о том, как изменяется напряжение рассеянной радиации при различных высотах солнца в ясные дни.

Так, для ясных осенних дней при разных высотах солнца h получаются следующие значения рассеянной радиации H в $\frac{\text{гр.-кал.}}{\text{см.}^2\text{мин.}}$:

h	0°	15°	21°	25°	35°	40°	45°
H	0.020	0.038	0.053	0.075	0.080	0.075	0.079

Приведенная табличка показывает, что в ясные осенние дни напряжение рассеянной радиации при малых высотах солнца, по мере поднятия его над горизонтом, увеличивается, но, начиная с высоты около 25° , остается в среднем постоянным, равным $0.075\text{--}0.080 \frac{\text{гр.-кал.}}{\text{см.}^2\text{мин.}}$. То

же имеет место и в ясные летние дни; для высот солнца между 28° и 64° напряжение рассеянной радиации составляет в среднем 0.13. Большее значение рассеянной радиации летом объясняется тем, что летом атмосфера содержит больше водяных паров и менее прозрачна. В летние дни, когда небо на одну десятую покрыто светлыми кучевыми облаками, рассеянная радиация для высот солнца между 29° и 61° также остается приблизительно одинаковой и составляет в среднем 0.16—0.17. Наибольшее значение для небесной радиации получилось 28 июля при высоте солнца в 44° при безоблачном, но белесовато-голубом небе, а именно, 0.406; в то же время прямые солнечные лучи давали на см.^2 горизонтальной поверхности 0.629 калории. Слоистые и слоисто-кучевые облака, если они не закрывают вполне солнечный диск, повышают небесную радиацию в 3—4 раза.

Интересно также подсчитать, какую долю прямой солнечной радиации составляет рассеянная небесная радиация. В совершенно ясные дни при вполне голубом небе рассеянная радиация составляет около 10% прямого солнечного света, как это видно из следующей таблицы для Давоса:

Высота солнца.	21°	28°	34°	58°
Расс. радиация в %/о прямой	11.30%	10.60%	9.80%	8.90%

По мере поднятия солнца над горизонтом, доля участия рассеянной радиации в полном освещении уменьшается.

Аналогичные результаты получены также американскими наблюдателями, как это видно из прилагаемой таблицы, в которой даны значения рассеянной небесной радиации в %/о прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность для Вашингтона при разных высотах солнца:

Рассеян. радиация в %/о прямой.	Высота солнца . .	65°	41.07	30°	23.05	19.03	16.04	14.03	12.06	11.03
	Зима	—	14.2	19.3	24.9	29.8	33.7	40.3	48.6	58.8
	Весна		11.4	15.3	20.5	25.6	32.3	39.1	46.7	54.1
	Лето		23.5	26.3	31.5	36.7	44.4	51.0	58.5	61.0
	Среднее		18.9	20.6	24.3	29.3	35.9	41.8	48.8	55.3
									62.5	

Из сопоставления приведенных значений для Вашингтона в разные времена года нетрудно видеть, что рассеянная радиация в значительной мере зависит от времени года; наименьшие значения для нее, при

прочих равных условиях, получаются зимою, наибольшие—летом; это вполне согласуется с изменениями прозрачности атмосферы в разные времена года: зимою она наибольшая, летом—наименьшая; с уменьшением прозрачности атмосферы рассеяние прямого солнечного света увеличивается и соответственно увеличивается напряжение рассеянной радиации. Обе таблицы показывают также, что отношение рассеянной радиации к прямой изменяется с изменением высоты солнца над горизонтом; с уменьшением высоты солнца над горизонтом увеличивается путь солнечных лучей через атмосферу и повышается рассеяние их, а, следовательно, и напряжение рассеянной радиации по отношению к прямым солнечным лучам. Так, в среднем за год для Вашингтона рассеянная радиация составляет всего лишь 19% прямого солнечного света при высоте солнца в 65° и 65% при низком солнце (11.3°).

По той же причине, по мере поднятия над уровнем моря, значения рассеянной радиации по отношению к прямому свету сильно понижаются; так, напр., при высоте солнца в 65° напряжение рассеянной радиации составляет в среднем за год в Вашингтоне 18.9%, на горе Вильсон (1730 м.) 16.4% и на горе Уитней (4420 м.) всего лишь 8.1%. При очень низком солнце величина рассеянной радиации может превосходить прямую солнечную радиацию. Так, на горе Вильсон при высоте солнца в 5° небесная радиация на 22% больше прямой солнечной радиации.

В Америке поставлен ряд наблюдений с пиранометром, позволяющим судить о том, как распределяется интенсивность рассеянного небесного света для различных частей небесного свода. В этом отношении интересны наблюдения, поставленные Моором и Абботом в Новой Каролине и в Чили. Небесный свод был разделен на три горизонтальных зоны: верхнюю с зенитным расстоянием от 0° до 30°, среднюю от 30° до 60° и нижнюю от 60° до 90° (до горизонта). Если бы рассеянная радиация распределялась равномерно по всему небесному своду, то, соответственно размерам горизонтальных зон, нижняя зона давала бы на горизонтальную поверхность 25% всего рассеянного света, средняя—50% и верхняя—25%. Наблюдения обнаруживают, однако, иное распределение рассеянной радиации по зонам. В среднем для целого ряда наблюдений на горе Гемп (1440 м. над уровнем моря) в сев. Каролине и на горе Калама (2250 м.) в Чили получились следующие результаты для ясных дней: нижняя зона давала 150% по сравнению с равномерным распределением радиации, средняя от 85 до 90% и верхняя от 70 до 80%. При сероватом нечистом небе средняя зона дает рассеянную радиацию, близкую к нормальной, в то же время напряжение рассеянной радиации для верхней зоны сильно возрастает, а для нижней соответственно уменьшается.

Теми же исследователями были поставлены наблюдения над рассеянной радиацией в лесу (бук и черная береза) в северной Каролине. В ясную безоблачную погоду получились следующие результаты (в скобках даны %/о/о полного освещения):

В тени двух больших деревьев	0.026	$\frac{\text{гр. - кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$	(2.6%о)
Под густым кустарником, частично затененным высокими деревьями; внизу редкий растительный покров	0.017	"	(1.5%о)
Среди папоротников, закрывающих весь прибор; над прибором сверху свободное пространство	0.011	"	(1.0%о)

В открытом месте, окруженном деревьями; папоротники и другая растительность поднимаются над прибором с южной стороны	0.050	$\frac{\text{гр. - кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$	(3.90%)
Среди густого кустарника, слабая растительность внизу	0.023	"	(2.20%)

Приблизительно такие же значения, колеблющиеся от 1 до 7%, в зависимости от густоты насаждений, дают и наблюдения Онгстрема вблизи Стокгольма.

Онгстрем исследовал, кроме того, напряжение солнечной энергии внутри травянистого покрова; для растительности высотой в 100 см. им получены следующие значения солнечной энергии:

У внешней поверхности травянистого покрова	1.08	$\frac{\text{гр. - кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$	(100%)
Внутри травы на расстоянии 50 см. от почвы	1.04	"	(96%)
Внутри травы на расстоянии 10 см. от почвы	0.28	"	(26%)
Внутри травы у поверхности почвы	0.19	"	(18%),

Месячные суммы рассеянной радиации в разных местах. Наблюдения над рассеянной радиацией, поставленные в Давосе, Стокгольме, Слуцке и Вашингтоне, позволяют судить о месячных суммах количества тепла, посылаемого рассеянным небесным светом. Так, Дорно, на основании непрерывной регистрации лучистой энергии, посылаемой прямой солнечной и рассеянной небесной радиацией на горизонтальную поверхность, для Давоса в течение целого года (с ноября 1920 г. по октябрь 1921 г.) получил месячные суммы тепла на см.² горизонтальной поверхности в предположении, что в течение всего месяца небо безоблачно или почти безоблачно. Суммы эти даны в следующей таблице:

Месячные суммы тепла на см.² горизонтальной поверхности в Давосе при безоблачном небе.

М е с я ц ы 1920—21 гг.	Месячные суммы.		Рассеянная радиация в %/о/о прямой.
	Прямая рад.	Рассеяп. рад.	
Ноябрь	4906	1155	23.6
Декабрь	3625	1623	44.8
Январь	4267	2384	55.9
Февраль	6519	3520	54.0
Март	11140	4522	40.6
Апрель	16083	4432	27.6
Май	19890	3652	18.4
Июнь	20430	6857	33.6
Июль	20020	4600	23.0
Август	17930	4570	25.5
Сентябрь	13290	2390	18.0
Октябрь	8855	3865	43.7

Чтобы лучше разобраться в этой таблице, необходимо иметь в виду, что Давос окружен горами, на которых 1-го декабря 1920 года выпал снег; снег этот медленно таял по склонам гор в продолжение марта; в течение апреля горы совершенно освободились от снега; на некоторое время горы снова покрывались снегом в июне и октябре. Принимая во внимание только что сказанное, нетрудно видеть, что в

наиболее ясные и бесснежные месяцы — май и сентябрь рассеянная радиация составляет 18% прямой; в летние месяцы при значительном содержании водяных паров в атмосфере рассеянная радиация составляет 24%; благодаря отражению света от снежного покрова гор, рассеянная радиация может повышаться на 50—100%. Однако, необходимо иметь в виду, что приведенные здесь числа относятся к ясным дням. В облачную погоду значения рассеянной радиации должны быть значительно выше.

Из целого ряда отдельных наблюдений Дорно приходит к заключению, что в первом приближении рассеянная радиация составляет $0.1 \frac{\text{кал.}}{\text{мин. см.}^2}$; таким образом для зимнего дня, продолжительностью в

8 час., получим 48 кал./см.², а для всего зимнего месяца 1440 калорий; точно также для 16-часового летнего дня получим 96 калорий, а для всего летнего месяца 2880 калорий. Абсолютный максимум в безоблачный день для полной (солнечной + рассеянной) радиации на горизон-

тальную поверхность составлял $2.165 \frac{\text{кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$ в июне, после сильного

снегопада. Один только раз—5-го сентября—когда небо было затянуто высокими светло-серыми облаками и внезапно засветило солнце, получилось еще большее значение, а именно, 2.491. Вообще же облака понижают общую радиацию. В среднем годовом облака понижают ее на 21%, причем зимою это понижение составляет 19%, летом 27%.

А. Онгстрем, на основании своих наблюдений в 1922—23 гг., показал, какое важное значение в общем обороте тепла играет небесная радиация, особенно для более высоких широт. Так, для Стокгольма (59°21' с. ш.) он получил следующие средние месячные суммы тепла на горизонтальную поверхность в один см.² от солнца и неба (Q), а также от одного солнца (S) и от одного неба (H):

Месячные суммы прямой и рассеянной радиации в Стокгольме.

	Q кал./см. ²	S кал./см. ²	H кал./см. ²	$\frac{H}{Q}$
Январь	850	180	670	0.79
Февраль	2510	790	1720	0.69
Март	4510	2640	1870	0.42
Апрель	8850	5600	3250	0.37
Май	12455	9420	3035	0.24
Июнь	12170	9350	2820	0.23
Июль	11560	8520	3040	0.26
Август	9150	5900	3250	0.36
Сентябрь	6390	3640	2750	0.57
Октябрь	2970	1170	1800	0.61
Ноябрь	1230	230	1000	0.81
Декабрь	740	50	690	0.93

Следует отметить, что значения Q получены им на основании пиранометрических наблюдений в 1922—23 гг., тогда как значения S получены на основании записей гелиографа за период 1908—1920 гг.

Отношение $\frac{H}{Q}$ достигает максимума 0.93 в декабре и минимума 0.23 в июне. Таким образом в декабре небесная радиация на

горизонтальную поверхность составляет 93% общей радиации и почти в 14 раз превосходит прямую солнечную радиацию; в июне небесная радиация на горизонтальную поверхность составляет 23% полной радиации, при этом она в 3.3 раза меньше прямой солнечной радиации. Для всего года рассеянная радиация составляет в Стокгольме 35% всей радиации и 55% прямой.

Те же наблюдения Онгстрема показали, что значения полной солнечной радиации зависят от облачности. Обозначим через Q_0 — количество тепла, даваемого полной радиацией на горизонтальную поверхность в совершенно ясный день и Q_s в облачный день, тогда

$$Q_s = Q_0 (0.25 + 0.75 S),$$

где S означает отношение числа часов действительного сияния солнца к наибольшему числу часов возможного сияния. Если небо все время покрыто облаками, то $S = 0$ и $Q_s = 0.25 Q_0$, т. е. количество тепла, получаемого в совершенно облачный день, составляет 25% тепла, получаемого в совершенно ясный день. Если небо в течение всего дня наполовину покрыто облаками, так что $S = 1/2$, то $Q_s = 0.625 Q_0$, т. е. количество тепла составляет 62.5% тепла, получаемого в совершенно ясный день.

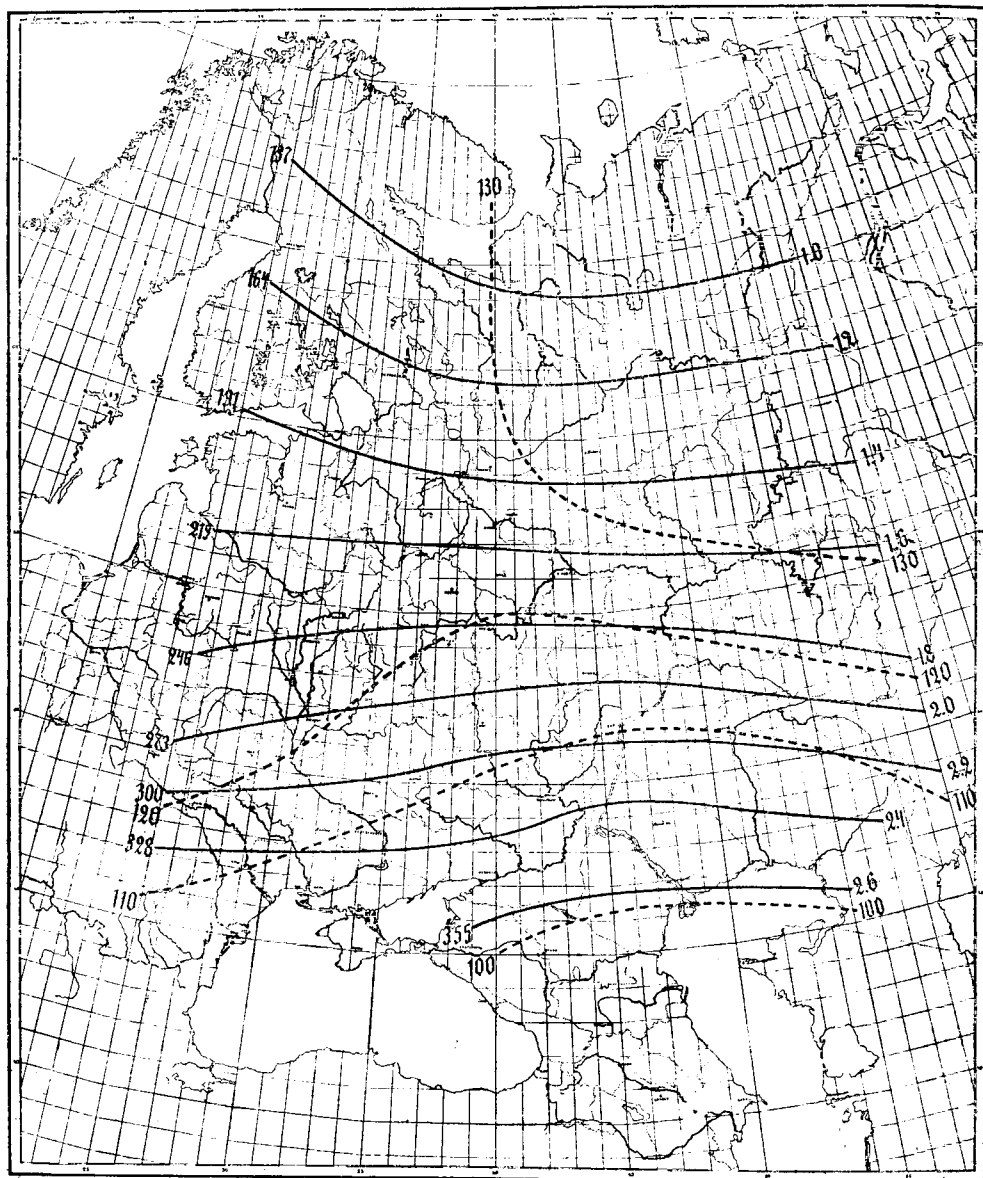
Большой интерес представляет собою вопрос о том, как распределяются на территории СССР действительные суммы тепла, получаемые от солнца. В этом отношении весьма поучительной является карта, составленная С. И. Савиновым (рис. 29). На ней имеются две системы линий, из которых одна, обозначенная слева числами от 137 (на севере) до 355 (на юге) дает действительные суммы прямой солнечной радиации в виде суточных средних за полугодие апрель—сентябрь; эти же линии обозначены справа числами от 1.0 до 2.6; последние показывают относительные размеры возрастания указанных сумм по направлению с севера на юг. Из хода этих линий нетрудно видеть, что для Слуцка среднее суточное количество прямой солнечной радиации за летнее полугодие составляет приблизительно 190 калорий на см.² и для Киева 280. Вторая система линий (пунктирных), обозначенных слева числами от 130 до 100, дает нам соответствующие средние суточные суммы рассеянной радиации. Эта система линий показывает, что суточные количества рассеянной радиации изменяются с широтой в обратном порядке, уменьшаясь к югу. Это зависит от условий облачности; рассеянная радиация мала в ясную погоду и увеличивается в облачную. Поэтому на севере при большей облачности имеем меньшие количества прямой радиации и большие количества рассеянной. Таким образом рассеянная радиация в некоторой мере сглаживает те различия в солнечной инсоляции, какие получаются из сопоставления одной только прямой радиации. Следует отметить, что приведенная карта составлена на основании весьма скудных данных и представляет собою первое приближение.

Упрощенные способы вычисления сумм рассеянной радиации. Е. Е. Федоровым предложены весьма простые формулы для вычисления количества прямой и рассеянной радиации на основании записей гелиографа; при этом требуется обработка гелиограмм по отдельным часам дня, что обычно и делается. Первая из ниже приведенных формул служит для вычисления количества энергии прямых солнечных лучей S , вторая — для вычисления полной энергии $S + H$; та и другая относятся к определенному часовому промежутку времени:

$$S = A \cdot \sin h \cdot L,$$

$$S + H = B \cdot \sin h \cdot (N + C \cdot L).$$

Суточные суммы солнечной радиации апр. — сент.



— Прямая солн. радиация.
 ---- Рассеянн. " "

Рис. 29. Распределение прямой и рассеянной радиации (по Савинову).

В этих формулах h обозначает среднюю высоту солнца для данного часового интервала, A , B и C — некоторые постоянные, выводимые на основании сравнений с записями актинографа. Обработка производится либо по отдельным дням, либо по нескольким дней сразу (весьма удобно брать по десять дней). N — число дней, соединенных вместе, E — сумма часов солнечного сияния в течение рассматриваемого часового промежутка за N дней; для Слуцка постоянные A , B и C для всех месяцев летнего полугодия (апрель — сентябрь) соответственно равны 50, 22 и 2. Погрешность при таких вычислениях за 1923 и 24 г. оказалась для месячных сумм полной радиации не больше 20%, а для прямой не больше 10%.

Проф. Л. А. Иванов также предложил упрощенный способ для приближенного вычисления сумм рассеянной радиации. Способ этот основан на наблюдениях указанной радиации помощью шахматного приемника С. И. Савинова и на анализе соответствующих записей гелиографа. Проф. Иванов выражает месячную сумму рассеянной радиации H следующей формулой:

$$H = [7.2 h + 15.3 (s - h - n)] \left(1 - \frac{92}{s - n}\right),$$

где s — число часов максимального возможного для данного месяца солнечного сияния, h — число часов действительного солнечного сияния по записям гелиографа и n — число часов с дождем за дневное время. Если не вводить поправки на часы с дождем, то получается следующая более простая формула:

$$H = (15.3 s - 8.1 h) \left(1 - \frac{92}{s}\right).$$

Изложенный способ вычисления прямой и рассеянной радиации был использован проф. Л. А. Ивановым для вычисления месячных сумм лучистого тепла за вегетационный период (май — август) 1914—1923 г.г. В следующей табличке даны средние и крайние месячные суммы тепла в бол. кал., полученные см.² горизонтальной поверхности для Ленинграда.

Месячные суммы радиации на см.² горизонтальной поверхности под Ленинградом в бол. кал. за вегетационный период 1914—1923 г.г.

	Прямая радиация.			Рассеянная радиация.			Полная радиация.		
	Сред.	Макс.	Мин.	Сред.	Макс.	Мин.	Сред.	Макс.	Мин.
Май	8.03	11.08	5.91	4.51	4.78	4.12	12.54	14.30	10.60
Июнь	7.88	11.17	5.38	4.94	5.16	4.68	12.82	15.96	10.18
Июль	8.43	9.62	6.54	4.75	5.19	4.49	13.18	14.30	11.55
Август	4.74	7.89	2.63	4.26	4.72	3.73	9.00	11.62	7.35
<hr/>									
За вегетационный период	29.08	32.93	25.14	18.46	19.07	17.68	47.54	49.72	43.24

Приведенные числа показывают, что наибольшие колебания месячных сумм обнаруживает прямая солнечная радиация; так, напр., для августа месяца она колеблется от 7.89 до 2.63 бол. кал., т. е. в

отношении 3:1. Колебания месячных сумм тепла для рассеянной радиации значительно меньше; наибольшие колебания дает и здесь август, а именно, от 4.72 до 3.73 калорий, т. е. в отношении 1.3:1. Для полной радиации колебания получаются значительно меньше, чем для прямой, и больше, чем для рассеянной; так, напр., июньские суммы колеблются в пределах от 15.96 до 10.18 калорий, т. е. в отношении 1.6:1. Происходит это вследствие того, что ослабление прямой солнечной радиации сопровождается увеличением рассеянной радиации и недостаток одной радиации компенсируется до некоторой степени другой. Сумма тепла, получаемого за весь вегетационный период, колеблется для прямой радиации в отношении 1.3:1, для рассеянной в отношении 1.1:1 и для полной радиации 1.15:1. Таким образом колебания сумм тепла, получаемого в течение всего вегетационного периода, сравнительно невелики. Приведенные примеры показывают, какое большое участие в общем обороте тепла играет рассеянный небесный свет.

Из данной выше таблицы месячных сумм солнечной энергии для Ленинграда мы видим, что в среднем за 1914—1923 г.г. рассеянная радиация выражается следующими числами в ‰ прямой и полной радиации:

М Е С Я Ц Ы	Рассеянная радиация.	
	В ‰ прямой.	В ‰ полной.
Май.	57.6	35.5
Июнь.	65.3	39.1
Июль.	58.4	36.5
Август	99.8	48.6
За вегетационный период.	63.5	38.9

Таким образом для Ленинграда рассеянная радиация в среднем за вегетационный период составляет около 65‰ прямой и 40‰ полной радиации. Систематические наблюдения над рассеянным светом поставлены лишь в последние годы, когда были выработаны более или менее точные методы его измерения. Мы привели здесь суммы рассеянной радиации для некоторых мест; числа эти являются пока первым опытом подсчета рассеянной радиации; они не вполне сравнимы между собою. Надо надеяться, что последующие, все более и более развивающиеся наблюдения помощью пиранометров дадут в ближайшем будущем более согласные между собою результаты.

Применение пиранометрических наблюдений для определения солнечной постоянной. Наблюдения над рассеянной небесной радиацией помощью пиранометров показали, что эти наблюдения могут быть использованы для более точных и быстрых определений солнечной постоянной. Как указано выше, до самого последнего времени солнечная постоянная определялась на основании пиргелиметрических измерений напряжения солнечной радиации у поверхности земли и спектроболометрических измерений прозрачности атмосферы для всех частей солнечного спектра. Эта вторая часть работы требует нескольких часов времени, причем результаты получаются надежными при

условии, что прозрачность атмосферы за этот промежуток времени остается неизменной. Последнее условие далеко не всегда имеет место и это представляет значительные затруднения при определении действительных изменений радиации, обусловленных изменениями на самом солнце. Все это заставило американских астрофизиков изменить метод определения солнечной постоянной, используя для этого наблюдения над яркостью небесного света. Как известно, небесная радиация обусловлена рассеянием солнечных лучей молекулами и мельчайшими частичками, входящими в состав нашей атмосферы. Чем чище небо, тем слабее небесная радиация и тем прозрачнее атмосфера. Таким образом прозрачность атмосферы можно выразить как функцию от напряжения небесной радиации. И действительно, путем одновременных наблюдений небесной радиации помощью пиранометра, а также солнечной радиации помощью пиргелиометра и спектроболометра, поставленных в Чили, удалось установить зависимость между прозрачностью атмосферы в различных частях спектра и некоторой функцией от напряжения небесной радиации; эту функцию небесной радиации обозначим через F . Наблюдения показали, что коэффициенты прозрачности колебались всего лишь на 2-3%, в то время как функция F колебалась в пределах 1000% и более. Поэтому даже большая погрешность в определении F дает лишь весьма малые погрешности для значений коэффициентов прозрачности. Измерения, необходимые для определения функции небесной радиации, занимают всего лишь 10 минут времени. Описанный новый метод значительно сокращает время определения солнечной постоянной и дает, как показали одновременные наблюдения по старому и новому методу, вполне надежные результаты. Таким образом, в настоящее время явилась возможность при помощи пиранометрических наблюдений определять солнечную постоянную по несколько раз в день.

Отражающая способность облаков, снежного покрова и разного сорта поверхностей. Пиранометрические измерения позволяют определить отражающую способность облаков, а также других поверхностей. Прежние довольно сложные измерения, сопровождавшиеся рядом поправок, установили для отражающей способности облаков 65%. В 1918 году в Калифорнии были поставлены Альдрихом новые опыты. Наблюдения производились на воздушном шаре, причем пиранометр был подвешен под корзиною и направлен приемником вниз. Пиранометр находился на высоте от 30 до 200 м. над слоем облаков; верхняя граница облаков представляла собою однородную, почти горизонтальную поверхность, охватывающую почти весь видимый горизонт; над облаками небо было совершенно ясное. Измерения производились над напряжением радиации, отражаемой от облачного слоя, в течение почти 4 часов, при различных высотах солнца. На основании пиргелиометрических и пиранометрических наблюдений над прямой и рассеянной радиацией, можно было определить, какая доля этой радиации отражается от облачной поверхности. В среднем из ряда измерений отражающая способность облаков оказалась равной 78%. Отражающая способность облаков не изменялась заметно для высот солнца от 21° до 57°. Прежние вычисления, исходившие из отражательной способности облаков в 65%, приводили к выводу, что 33.7% всей солнечной радиации, получаемой землей, отражалось от облаков и не использовалось на нагревание земли и ее атмосферы. Если, согласно новым наблюдениям, принять отражающую способность облаков равной 78%, то потеря солнечной радиации для земли составит уже не 33.7%, а 43%, что должно значительно изменить все расчеты, касающиеся оборота тепла на земле.

Пиранометрические наблюдения, поставленные в разных местах Европы и Америки, показали, что отражающая способность снега колеблется от 30 до 50% для старого, лежалого снега и от 70 до 90% для весьма белой, гладкой поверхности свежее-выпавшего снега. В среднем отражающую способность снежного покрова можно, на основании этих предварительных наблюдений, принять равной 60%.

Весьма интересные исследования над отражающей способностью различных поверхностей были поставлены вблизи Стокгольма Онгстремом. Он нашел, что отражающая способность поверхности, покрытой свежим травянистым покровом, колеблется от 25 до 33%; в случае влажной растительности, она понижается на несколько процентов. Значительно меньшую отражающую способность дает древесный покров, а именно, от 10 до 18%; гранитная почва, покрытая частично растительностью, дает 12—15%, сероватый песок—18%, сухой чернозем 14%. Следует отметить, что приведенные значения отражающей способности относятся ко всей совокупности лучей, входящих в состав прямого и рассеянного солнечного света, включая сюда и инфракрасные солнечные лучи. Если снабдить пиранометр Онгстрема соответствующим фильтром, пропускающим только красные и инфракрасные лучи, то для них отражающая способность травянистого покрова будет равна 44—45%, т. е. значительно больше, чем в среднем для всего состава солнечного света (25—33%). Дорно и Ричардсон, исследовавшие отражательную способность травянистого покрова фотометрическим путем исключительно для видимых лучей, получили еще меньшие значения, а именно, 6—15%. Таким образом отражающая способность растительного покрова для красных и инфракрасных лучей в несколько раз больше, чем в среднем для всего состава солнечного спектра.

Как указано выше, сухой песок давал отражающую способность в 18%, чернозем в 14%; те же почвы, обильно смоченные дождем, давали почти вдвое меньшие значения, а именно, 9 и 8%. Приведенные результаты подтверждаются повседневными наблюдениями; в самом деле, почва, лишенная покрова, кажется после дождя значительно темнее, чем в сухом состоянии. Таким образом влажная поверхность обладает меньшей отражающей способностью и соответственно большей поглощательной способностью. Однако, надо иметь в виду, что в этом случае значительное количество тепла идет не на нагревание самой почвы, а на процессы испарения влаги; образующиеся при этом водяные пары отдают, очевидно, при своем сгущении соответствующие запасы тепла массам воздуха, в которых происходит процесс сгущения паров.

Так как более двух третей всей земной поверхности покрыто водою, весьма важно иметь понятие об отражающей и поглощательной способности водной поверхности. В этом отношении заслуживают внимания пиранометрические исследования Онгстрема последних лет. Согласно его наблюдениям, отражающая способность водной поверхности для рассеянного небесного света составляет в среднем около 10%, независимо от высоты солнца над горизонтом. Что касается прямой солнечной радиации, то для нее отражающая способность зависит, очевидно, в значительной мере от угла, под которым падают солнечные лучи: в то время, как при высоком солнце (высота над горизонтом больше 45°) отражающая способность составляет около 2%, при низком солнце (около 5°) она повышается до 70%; приведенные числа довольно хорошо согласуются с теоретическими значениями, получаемыми на основании формул Френеля. Что касается полной солнечной радиа-

ции. то и для нее отражающая способность водной поверхности должна зависеть в значительной мере от высоты солнца над горизонтом; в то время, как для высокого солнца она составляет не более 4%, для низкого солнца (около 5°) она достигает 45% и более. Таким образом солнечная радиация, отражаемая водной поверхностью, дает довольно значительные величины при низком солнце, т. е. в утренние и вечерние часы. Эта энергия не играет большой роли для горизонтальных поверхностей, но она должна иметь большое значение для вертикальных поверхностей и, следовательно, для крутых берегов рек и озер, а также для древесной растительности, покрывающей берега. Так, напр., вертикальная поверхность, ориентированная на восток или запад, может получить за летний день под широтой 60° избыток энергии в 16%, благодаря радиации, отраженной от водной поверхности. Для поверхности, ориентированной на запад, указанный избыток энергии получается главным образом в вечерние часы, в которые доходит до 30%.

Заслуживают внимания также пиранометрические наблюдения Онгстрема над отражающей и пропускающей способностью зеленых листьев деревьев. Он покрывал пиранометр полусферической оболочкой из свежесрезанных листьев; в результате ряда параллельных измерений напряжения дневного света помощью пиранометра с листовой оболочкой и без нее, Онгстрем получил весьма интересные данные, приведенные в следующей таблице:

Начало лета (после дождливого периода). Листья с большим содержанием воды.		Конец лета (после сухого периода). Листья с пониженным содержанием воды.	
Отраженная энергия	19%	Отраженная энергия	29%
Поглощенная	51,5%	Поглощенная	33%
Пропущенная	25,5%	Пропущенная	38%
<hr/> 100%		<hr/> 100%	

Нетрудно видеть, что молодые листья, содержащие большое количество воды, обладают сравнительно меньшей отражающей и пропускающей способностью, нежели более старые листья. Хотя поглощающая способность первых значительно больше, однако надо иметь в виду, что они, повидимому, испаряют большее количество воды; вследствие того, что они затрачивают большее количество тепла на испарение, нагревание их, повидимому, не отличается значительно от нагревания старых, более сухих листьев.

Физиологическая радиация. Для физиолога, агронома и лесовода весьма важно знать, кроме прямой и рассеянной солнечной радиации, также и ту долю радиации, которую составляют лучи, наиболее активные в жизни растений и совокупность которых проф. Л. А. Иванов называет физиологической радиацией. Как указано выше, для определения этой радиации им был сконструирован особый прибор — фитоактинометр, который измеряет лучи, поглощаемые хлорофиллом. К сожалению пока имеется чрезвычайно мало таких измерений; они ограничиваются лишь измерениями проф. Иванова для Лесного (под Ленинградом). Указанные наблюдения выяснили, что участие этих лучей в составе прямого и рассеянного света изменяется в известных границах: в прямой радиации, при высотах солнца не ниже 35°, физиологические лучи составляют довольно постоянную часть, в среднем равную 37%; при более низких высотах солнца содержание ее падает сначала медленно, а затем при закате очень быстро. Для месячных сумм в вегетационный период наибольшее значение имеют лучи при высоте солнца больше 35°, а потому для получения приближенной

суммы физиологической радиации проф. Л. А. Иванов предлагает умножать сумму прямой радиации на 0.37.

В рассеянной радиации содержание физиологических лучей зависит от состояния неба: при голубом небе оно в среднем равно 80%, с колебаниями от 70 до 90%, в зависимости от большей или меньшей примеси белесоватости неба. При облачном небе содержание физиологических лучей составляет в среднем почти 50% рассеянной радиации: оно довольно постоянно, за исключением крайних случаев облачности (очень легкие облака с просвечивающим небом, с одной стороны, и тяжелые дождевые, с другой).

Физиологическая радиация отличается большим постоянством по сравнению с полной и особенно прямой радиацией. Для иллюстрации постоянства физиологической радиации в приводимой табличке даны средние и крайние месячные суммы физиологической радиации для Лесного за 10-летний период, на основании подсчетов проф. Л. А. Иванова.

Месячные суммы физиологической радиации на см.² горизонт. поверхности под Ленинградом в гр.-кал. за вегетационный период 1914—1923 г.г.

	Физиологическая радиация.			
	Средн.	Максим.	Миним.	% физиол. радиации от полн. й.
Май	5888	6958	5265	47%
Июнь	6151	7311	5074	48 „
Июль	6195	6676	5676	48 „
Август	4588	5531	4015	51 „
За вегетац. период. . . .	22822	24042	21179	48 „

Приведенная таблица показывает, что месячные суммы физиологической радиации изменяются от одного месяца к другому весьма мало; точно также мало изменяются суммы указанной радиации для всего вегетационного периода от одного года к другому; максимальная сумма за целое десятилетие всего лишь на 13% превосходит минимальную сумму. Таким образом исследования проф. Л. А. Иванова показывают, что сумма лучистой энергии, поглощаемая зелеными растениями в вегетационном периоде, является чрезвычайно постоянной. Такое постоянство объясняется отчасти постоянством полной радиации, отчасти и свойствами хлорофилла. Хлорофилл, как известно, дает наиболее значительное поглощение для сине-фиолетовой части спектра; так как эта часть спектра сильнее развита в рассеянном свете и слабее в прямом солнечном свете, то хлорофилл поглощает сильнее рассеянную, нежели прямую радиацию. При ослаблении полной радиации обычно имеет место ослабление прямой радиации и некоторое повышение рассеянной; в результате этого, при ослаблении полной радиации, поглощательная способность этой радиации должна увеличиваться, и хлорофилл действует таким образом как регулятор, усиливающий поглощение энергии при ослаблении ее.

Данных для сравнения физиологической радиации Ленинграда с другими широтами пока не имеется, но, по расчетам проф. Иванова,

сумма этой радиации в летние месяцы вряд ли может значительно возрасти к югу; разница между югом и севером может быть лишь в длительности вегетационного периода. Вследствие этого для целого ряда растений ограничивающим фактором для нашего севера является не свет, а низкая температура. Растения, успевающие закончить цикл развития в те четыре месяца, которые допускаются температурными условиями, не страдают от недостатка лучистой энергии и в наших северных широтах. Кроме того, как показал Визнер, температура сильно влияет на отношение растений к свету. Чем ниже температура воздуха, в которой живет растение, тем оно требует большего количества света. Так, например, в Вене клен еще растет при $\frac{1}{55}$ доле полного освещения, а на севере Норвегии, где температура ниже, ему нужно не менее $\frac{1}{5}$. Этим же объясняется и то, что в теплых странах замечается большая плотность растительного покрова с преобладанием теневых растений; под тропиками число растений, избегающих прямого солнечного освещения, вследствие высокой температуры, особенно велико.

Г Л А В А IV.

Лучеиспускание земли.

Ночное лучеиспускание. До сих пор мы рассматривали приток тепла к земной поверхности. Несмотря на этот приток тепла, температура нашей земли в целом остается почти постоянной и, следовательно, приток тепла должен равняться его расходу. Потеря тепла земной поверхностью происходит различными путями; часть солнечного тепла, в среднем около 40%, отражается от поверхности земли и облаков в междупланетное пространство и теряется бесследно; часть тепла передается воздуху путем теплопроводности и конвекции; это тепло не теряется для земли, но идет на нагревание ее воздушной оболочки. Наибольшая потеря тепла обусловлена, очевидно, лучеиспусканием земли в мировое пространство. Эта потеря тепла происходит непрерывно днем и ночью; однако, днем эта потеря тепла может с избытком компенсироваться притоком тепла; ночью этому расходу тепла противопоставляется только приток тепла от лучеиспускания атмосферы; поэтому эту потерю, проявляющуюся преимущественно ночью, называют ночным лучеиспусканием.

Ночное лучеиспускание особенно резко дает себя знать при ясном безоблачном небе и при малом содержании водяных паров в атмосфере. Поэтому оно особенно сильно проявляется в пустынях. В пустынях Африки ночью вода может замерзать в мехах, в то время как днем температура воздуха поднимается выше 40°. Можно наблюдать, что снег, находящийся в тени при ясной погоде, не тает, в то время как температура воздуха на высоте 2 м. достигает 5° выше нуля и более. Нередко поздней весной и ранней осенью поверхность растительного покрова покрывается к восходу солнца инеем и молодые растения побиваются морозом, тогда как температура воздуха, даже на небольшой высоте от почвы, в течение всей ночи не опускается ниже нуля и даже остается на несколько градусов выше нуля.

Лучеиспускание зависит от физических свойств лучеиспускающих поверхностей. Наиболее сильно, при прочих равных условиях, лучеис-

пускают поверхности черные и шероховатые; белые и блестящие поверхности лучеиспускают слабее. Поверхности металлические и вообще поверхности теплопроводных тел охлаждаются меньше, чем поверхности непроводников. Травянистый покров, благодаря повышенной лучеиспускательной способности, обнаруживает более низкую температуру, чем почва, лишенная растительности.

Как мы видели выше, лучеиспускание тела зависит также в значительной мере от температуры излучающего тела; при этом, по закону Стефана, количество тепла E , излучаемое см.² поверхности в одну минуту, выражается формулой:

$$E = \sigma T^4,$$

где T — абсолютная температура [тела и σ — некоторая постоянная, равная $8.18 \times 10^{11} \frac{\text{кал.}}{\text{см.}^2 \text{ мин.}}$ для черного тела, согласно Милликену.

На основании этой формулы находим, что один см.² зачерненной поверхности при 15°C или 288° абс. температуры должен терять в одну минуту 0.56 калории. На самом деле измерения показывают, что по-

теря ночью составляет в среднем всего лишь около 0.15 калории в минуту. Отсюда находим, что около 0.41 калории возмещается лучеиспусканием атмосферы. Таким образом наблюдения наши дают для ночного лучеиспускания разность между лучеиспусканием черной поверхности и притоком тепла к этой поверхности, вследствие лучеиспускания атмосферы. Значительные величины, получаемые для ночного лучеиспускания ясною ночью при малом содержании паров в атмосфере, вызваны слабым притоком лучистого тепла, посылаемого атмосферою.



Рис 30. Пиргеометр Онгстрема.

лучеиспускания в настоящее время пользуются прибором К. Онгстрема, т. н. пиргеометром. Рис. 30 дает вертикальное сечение приемной части пиргеометра; рис. 31 — схему соединения различных частей. Существенную часть пиргеометра составляют две пары манганиновых полос M ; одна пара покрыта платиновой чернью, другая — позолочена; полосы эти установлены вполне свободно в горизонтальном положении вплотную друг к другу, так что каждая черная полоса приходится рядом с позолоченной. К нижним сторонам полосок приклеены

Приборы для измерения ночного лучеиспускания. Для измерения ночного

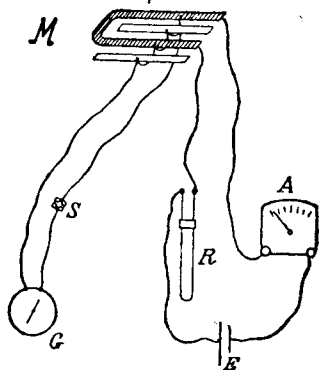


Рис. 31. Схема соединений в пиргеометре Онгстрема.

термоэлектрические спаи, соединенные с чувствительным гальванометром. Будучи выставлены ночью в открытом месте, черные полосы охлаждаются сильнее, температура их оказывается ниже, чем температура позолоченных полос; для того, чтобы уравнивать их температуру, через черные полоски пропускают компенсационный электрический ток от батареи Е; силу тока, измеряемого миллиамперметром, регулируют помощью переменного реостата R до тех пор, пока температуры пластинок не станут одинаковыми и гальванометр G не установится на нуле. Так же, как и в пиргелиометре, искомое напряжение ночного лучеиспускания выражается формулой:

$$R = ki^2,$$

где R—искомое напряжение лучеиспускания в гр.-кал. в минуту на см.² горизонтальной черной поверхности, i — сила компенсирующего тока, измеряемого миллиамперметром и k — постоянная, зависящая от размеров, сопротивления и излучающей способности полосок.

Обычно постоянную k определяют путем опыта; для этого Онгстрем устроил «искусственное небо» в виде полусферической поверхности, вычерненной внутри и поддерживаемой при постоянной определенной температуре. В центре помещался пиргеометр, который лучеиспускал к искусственному небу, и измерялся компенсационный ток. Если обозначить абсолютную температуру пластинок через T, а неба через θ , тогда, очевидно, на основании закона Стефана, количество тепла, теряемого в минуту 1 см.² черной полоски, равняется σT^4 ; количество же тепла, получаемого от неба, равняется $\sigma \theta^4$; поэтому в данном опыте

$$R = ki^2 = \sigma (T^4 - \theta^4)$$

или

$$k = \frac{\sigma (T^4 - \theta^4)}{i^2}.$$

Зная точно величины, входящие в правую часть этого уравнения, нетрудно определить k.

К. Онгстрем, в виде дополнения к этому точному абсолютному пиргеометру, построил более простой прибор, т. н. тюлипан. Прибор измеряет суммарное излучение за желаемый промежуток времени. Устроен он следующим образом (рис. 32): в стеклянный шар сверху впаяна стеклянная пробирка S, а снизу тонкая трубка b с воронкообразным расширением. Пробирка S внутри тщательно зачернена; на трубке b снизу вверх нанесены деления. Вся эта стеклянная часть заключена в футляр из белой жести; сверху устроен щиток с небольшим отверстием против отверстия S. Внутри шара налито небольшое количество серного эфира. Если ночью поместить прибор на открытое место так, чтобы отверстие пробирки было обращено к зениту, то черная поверхность пробирки S охлаждается благодаря излучению сильнее остальных частей прибора; пары эфира, охлаждаясь, оседают на наружной поверхности пробирки S и оттуда эфир стекает в трубку b. Количество перегнанного таким образом эфира легко определяется помощью отсчета положения мениска в трубке b. Когда отсчет сделан, прибор опрокидывают, эфир переливается в шар и прибор готов для новых измерений. Если h_t — повышение уровня эфира в трубке за время t, то количество тепла Q_t , излученного см.² черной поверхности за то же время, можно выразить формулой:

$$Q_t = \alpha h_t,$$

где α — коэффициент пропорциональности, определяемый из сравнения показаний этого прибора с показаниями пиргеометра. Найдя таким

образом Q_t и деля его на время t , получим среднее значение ночного излучения за данный промежуток времени t . Прибор очень прост, удобен для наблюдений и дает довольно точные результаты.

Заметим, что пиргеометр не пригоден для измерений днем, так как светлые полосы отражают 70% всех лучей с длиной волны 0.5 μ

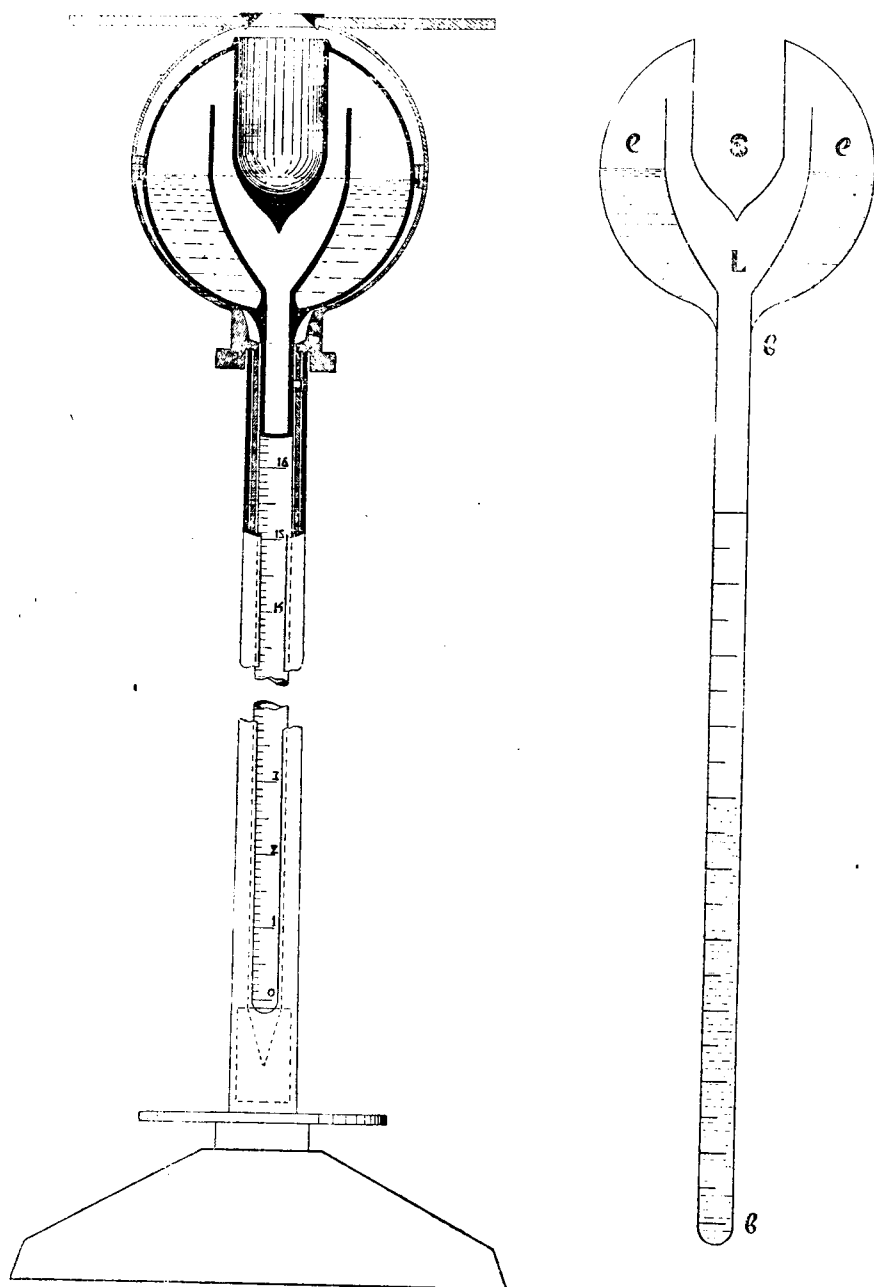


Рис. 32. Тюлипан.

(видимых лучей) и 97% темных лучей с длиной волны около 2 μ ; таким образом при дневных наблюдениях возможны ошибки на 30—35%.

Тепловое излучение земли. При измерениях ночного лучеиспускания помощью пиргеометра мы имеем дело с двумя потоками лучистой

энергии"; один поток представляет собою лучеиспускание черной поверхности E_c , направленное вверх, другой поток—атмосферную радиацию E_a , направленную к земной поверхности; наши приборы дают разность между обоими потоками R , которое мы обычно называем ночным лучеиспусканием, но которое, по современной научной терминологии, называется эффективным излучением черного тела. Таким образом:

$$R = E_c - E_a.$$

Что касается E_c , то для него, очевидно, имеем, на основании закона Стефана: $E_c = \sigma T^4$ или:

$$E_c = \sigma (273 + t)^4,$$

где t —обычная, T —абсолютная температура излучающего тела. Таким образом, если бы земной атмосферы не было вовсе и если бы земля лучеиспускала по законам черного тела, то при различных температурах потеря тепла вследствие лучеиспускания для каждого см.² земной поверхности в минуту выражалась бы, на основании закона Стефана, следующими числами:

Температура	—23°	—13°	—3°	+7°	+12°	+17°	+27°	+37°	
Лучеиспускание E_c .	0.320	0.383	0.435	0.503	0.540	0.578	0.663	0.756	$\frac{\text{гр. кал.}}{\text{мин. см.}^2}$

Если из этих значений E_c вычесть те значения лучеиспускания R , которые дают нам пиргеометры (т. е. эффективное излучение), то получим значения E_a для обратного излучения атмосферы.

Так как земная поверхность по своим свойствам приближается к черному телу и так как среднюю ее температуру можно принять равной 14.2°, то для суждения о составе этой земной радиации можно воспользоваться кривой, изображающей излучение черного тела при температуре 14.2° С или при абсолютной температуре 287.2° (рис. 33). На этом рисунке внешняя кривая линия воспроизводит распределение интенсивности радиации в различных частях спектра, причем абсциссы дают нам длины волн в микронах. Что касается внутренних линий чертежа, то они дают представление о поглощении земной радиации, при прохождении ее через атмосферу; поглощение это обусловлено, главным образом, водяными парами, а также углекислотой и озоном. Площадь, расположенная ниже неправильной сплошной кривой и простирающаяся вплоть до 20 μ , а также через большую часть, если не всю область, более длинных волн, соответствует поглощению земного излучения водяными парами, содержащими в среднем в атмосфере над горой Вильсон (1780 м. над уровнем моря). Площади, расположенные ниже двух прерывистых кривых, соответствуют поглощению лучистой энергии углекислотой. Наконец, площадь, расположенная ниже пунктирной кривой, дает нам поглощение, производимое озоном. Последняя линия проведена лишь приближенно, так как содержание озона в атмосфере точно неизвестно и не установлен также характер поглощения лучистой энергии озоном. Рисунок 33 показывает, что тепловое лучеиспускание земли почти полностью поглощается водяными парами и даже не всеми парами, но только содержащимися в атмосфере выше уровня в 1—2 км. Поглощение углекислотой происходит в тех же частях спектра, как и поглощение водяными парами; таким образом, совместно они должны дать во всяком случае полное поглощение в этой спектральной области; однако, роль углекислоты может сказаться в тех случаях, когда содержание водяных паров в атмосфере слишком малое. Большой интерес

представляет поглощение, производимое озоном, так как он поглощает особенно энергично в тех частях спектра, в которых водяные пары не дают значительного поглощения. Таким образом, благодаря совместному действию водяных паров, углекислоты и озона, происходит почти полное поглощение радиации, испускаемой земной поверхностью.

На основании вышеизложенного ясно, что теплота, излучаемая земной поверхностью, не достигает междупланетного пространства, а почти целиком поглощается земной атмосферой и идет на ее нагревание. В свою очередь атмосфера должна лучеиспускать, как к земной поверхности, так и в мировое пространство. Как мы видели выше, на-

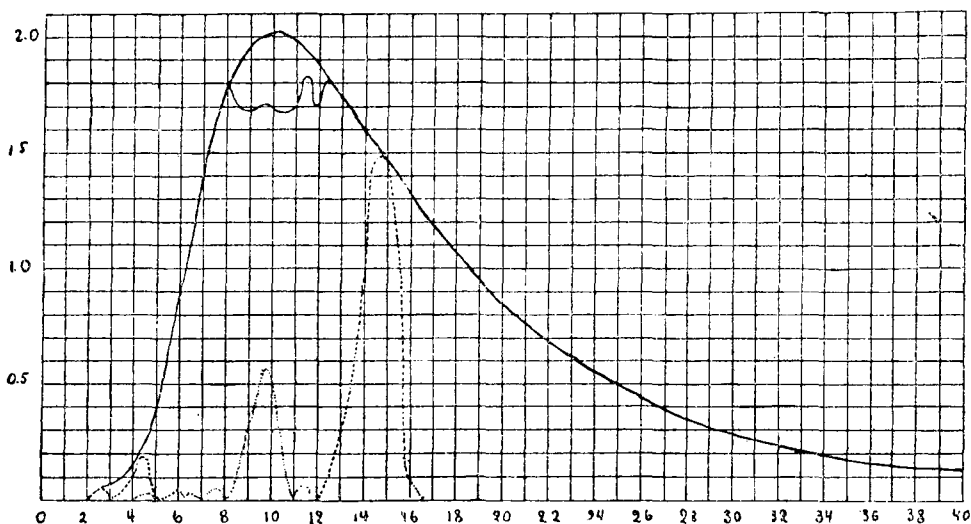


Рис. 33. Кривая земного излучения.

блюдения над ночным лучеиспусканием позволяют нам судить об атмосферной радиации, т. е. о том потоке лучистой энергии, который посылает наша атмосфера на земную поверхность. Мы видели, что при 15°C каждый см^2 земной поверхности должен терять в среднем в минуту, на основании закона Стефана, 0.56 калории; однако пиргеометр отмечает действительную потерю ночью только около 0.15 калории; следовательно, 0.41 калории, теряемой земной поверхностью, возмещается лучеиспусканием атмосферы. Этот пример показывает, какую значительную роль играет атмосфера в деле сохранения тепла земной поверхностью в течение ночи; она возмещает более $\frac{2}{3}$ того тепла, которое теряет земная поверхность путем собственного лучеиспускания. Атмосфера является таким образом мощным источником лучистой энергии, предохраняющим земную поверхность от чрезмерного охлаждения.

Задерживая и поглощая лучистое тепло, идущее от земной поверхности, атмосфера в то же время достаточно хорошо пропускает видимые лучи солнечной радиации. Таким образом в процессе обмена тепла земная атмосфера действует подобно стеклам в парниках и оранжереях, пропускающим солнечные лучи внутрь помещения и задерживающим темные лучи, испускаемые наружу. Расчеты показывают, что защитное действие земной атмосферы эквивалентно увеличению солнечной постоянной на 22%.

Увеличение озона в верхних слоях атмосферы должно повышать температуру земли; так как озон образуется в верхних слоях атмо-

сферы под действием ультрафиолетовых лучей, то для увеличения содержания озона в атмосфере необходимо возможно большее количество крайних ультрафиолетовых лучей в верхних слоях нашей атмосферы. Это возможно в том случае, когда солнечная атмосфера отличается наибольшей прозрачностью и не задерживает ультрафиолетовых лучей; как показывают наблюдения, солнечная атмосфера должна быть особенно прозрачна во время минимума пятен; об этом свидетельствует также минимальное развитие солнечной короны. Несмотря на то, что солнечная постоянная во время минимума пятен несколько понижена, солнечная радиация, достигающая верхних слоев атмосферы, наиболее богата ультрафиолетовыми лучами; в результате количество озона в атмосфере увеличивается и повышается защитное действие атмосферы и таким образом средняя температура земной атмосферы повышается. Так объясняется на первый взгляд парадоксальное явление, что в годы минимума пятен, несмотря на пониженные значения солнечной постоянной, температура земли, в общем, оказывается повышенной.

Как мы видели выше, поток солнечной энергии частью отражается от облаков, и от земной поверхности; при этом около 40% всей падающей энергии теряется в междупланетное пространство и только 60% идет на нагревание земли и ее атмосферы. Так как средняя температура всей земли целиком, включая и ее атмосферу, остается более или менее постоянной, то очевидно, что все количество тепла, получаемое землею от солнца, должно теряться путем лучеиспускания в междупланетное пространство. Таким образом нетрудно вычислить количество энергии, отдаваемое нашей землей в единицу времени, а затем, на основании формулы Стефана $E = \sigma T^4$, найти т. н. эффективную температуру излучающей поверхности нашей планеты T . Вычисления дают для этой эффективной температуры приблизительно -25°C ; это показывает, что наша планета, включая и ее атмосферу, излучает в мировое пространство такое же количество тепла, как черное тело, находящееся при температуре -25° . Наблюдения над температурой воздуха в свободной атмосфере помощью шаров-зондов показали, что температура в -25° имеет место в атмосфере в среднем на высоте около 6 км. Таким образом, сферическая поверхность, проходящая вокруг земного шара на расстоянии 6 км. от земной поверхности, является как бы излучающей поверхностью всей земли. Ее обычно называют поэтому эффективной излучающей поверхностью земного шара.

Результаты наблюдений. Первоначальные наблюдения над ночным лучеиспусканием имели качественный характер. Так, Меллони нашел, что зачерненный сажею термометр показывает ночью на 3.6° ниже, чем термометр, шарик которого окружен полированной серебряной оболочкой и который поэтому почти не теряет тепла. Тем же способом Ланглей на высоте 3540 м. над уровнем моря получил разность температур в 4° . Целый ряд аналогичных наблюдений был поставлен Глешером; он измерял в ночное время разность между показаниями защищенного термометра, дававшего температуру воздуха, и термометра, незащищенного от ночного лучеиспускания. Наблюдения Глешера показали, что разность температур при ясном небе была приблизительно втрое больше, чем при небе, покрытом облаками. Глешер нашел также, что разности между температурой воздуха и температурой незащищенных тел зависят также от физических свойств поверхности (шероховатая или гладкая), от теплопроводности (рыхлая или плотная), от цвета и т. д. Он получил следующие разности температур для различных поверхностей:

Длинная трава 1.7⁰
 Короткая трава 4.1
 Садовая почва 2.2

Речной песок 2.1⁰
 Камень 1.8.

Насколько велико при этом влияние облачности, видно из следующих разностей температур, полученных Глешером даже в условиях влажного климата Англии (на уровне моря):

Облачность	4	3	2	1	0
Садовая почва	0.4 ⁰	1.1 ⁰	1.2 ⁰	1.6 ⁰	1.8 ⁰
Длинная трава	0.1	2.1	2.3	2.6	2.9.

Облачность взята здесь по четырехбалльной системе; таким образом 0 обозначает безоблачное небо, 4—небо, совершенно закрытое облаками.

Для сухих мест, особенно если они расположены высоко над уровнем моря, разности значительно больше. Вилльямс в Бенаресе (Индия) получал ночью в глиняных сосудах, наполненных водою и поставленных на солому, слой льда толщиной в 3 см., тогда как термометр на высоте 1.7 м. давал 5—8⁰. Глазер в Аравии на высоте 2000 м. над уровнем моря наблюдал в ясные ночи на поверхности почвы образование льда при температуре воздуха на 8⁰ выше нуля.

Первые количественные измерения ночного лучеиспускания (эффетивного излучения) в абсолютных единицах были поставлены Маурером в Цюрихе; он нашел, что в ясную летнюю ночь потеря тепла для см.² горизонтальной зачерненной поверхности при 15⁰ составляет 0.18 калории в минуту. Следующая таблица дает нам результаты наблюдений в различных частях земного шара, согласно сводке, данной Онгстремом:

Значения ночного излучения в гр.-кал. на см.² в мин.

	Неаполь.	Упсала.	Вена.	Цюрих.	Раурис.	Север Африки	Зонв. блик.	Гора Уитний.
Высота	60 м.	200 м.	220 м.	440 м.	950 м.	1160 м.	3100 м.	4420 м.
Температура	22 ⁰	0—10 ⁰	19 ⁰	15 ⁰	— 6 ⁰	20 ⁰	—12 ⁰	—1 ⁰
Эффект. излучен.	0.18	0.15	0.15	0.13	0.15	0.17	0.20	0.18
Небесн. радиац. .	0.40	0.30	0.41	0.39	0.21	0.39	0.12	0.23

Наблюдения показывают, что в ходе ночного лучеиспускания в ясные ночи замечаются два максимума: один вскоре после захода солнца (спустя $\frac{1}{2}$ —2 час.), другой перед восходом солнца (за $\frac{3}{4}$ —1 час). К таким заключениям приводят наблюдения прсф. И. Я. Точидловского в Одессе и Лосурдо в Неаполе. Главный максимум чаще имеет место перед восходом солнца. Амплитуда колебания в течение ночи невелика и составляет около 15⁰/о среднего значения.

Значительное влияние на излучение оказывает содержание в водяных паров в атмосфере; объясняется это тем, что с увеличением содержания водяных паров в атмосфере увеличивается излучение атмосферы к земной поверхности и, следовательно, эффективное излучение земной поверхности уменьшается.

Так, напр., для Упсалы имеем:

Упругость водяных паров	4.5 мм.	8.0 мм.	11.3 мм.
Температура	20.0 ⁰	20.8 ⁰	19.8 ⁰
Эффективное излучение	0.19	0.17	0.15.

Наблюдения над ночным лучеиспусканием, как указано выше, позволяют определить величину лучеиспускания атмосферы к земле. Из целого ряда наблюдений при различном содержании водяных паров в атмосфере Онгстрем нашел значения для лучеиспускания атмосферы;

если все эти числа привести, на основании закона Стефана, к одной и той же температуре (20° С.), то получим следующие значения атмосферной радиации E_a в зависимости от упругости водяных паров f :

f	0.62	1.27	2.31	3.24	3.85	4.00	5.17	5.96	7.16	8.02	10.19 мм.
E_a	0.299	0.306	0.310	0.316	0.346	0.367	0.368	0.368	0.373	0.386	0.420.

Отсюда Онгстрем получил следующую формулу для атмосферной радиации:

$$E_a = 0.439 - 0.158 e^{-0.15 f},$$

где e — основание натуральных логарифмов. Если положить в этой формуле f равным нулю, то мы получим для атмосферной радиации при полном отсутствии водяных паров 0.281 ^{калории}/_{см.² мин.}. Эта часть луче-
испускания, независящая от водяных паров, обусловлена, главным образом, присутствием в атмосфере углекислоты и озона.

Подобно водяным парам, значительное влияние на излучение оказывает и температура атмосферы; происходит это вследствие того, что с повышением температуры воздуха, на основании закона Стефана, должно увеличиваться излучение атмосферы к земной поверхности, а эффективное излучение земной поверхности должно уменьшаться.

А. Онгстремом составлена нижеследующая таблица значений эффективного излучения земной поверхности (в кал. на см.² в минуту) для разных температур и разных величин упругости водяных паров при ясной погоде и равномерном падении температуры с высотой.

Эффективное излучение земли при разных температурах t и упругости f водяных паров в кал. на см.² в минуту.

f в мм. t° С.	0	1	2	3	4	5	6	8	10	12
— 30	0.135	0.119	—	—	—	—	—	—	—	—
— 25	0.146	0.129	—	—	—	—	—	—	—	—
— 20	0.153	0.140	—	—	—	—	—	—	—	—
— 15	0.171	0.152	0.141	—	—	—	—	—	—	—
— 10	0.175	0.165	0.152	0.143	—	—	—	—	—	—
— 5	0.199	0.177	0.164	0.154	0.142	—	—	—	—	—
0	0.215	0.192	0.178	0.167	0.154	0.146	0.140	—	—	—
5	0.231	0.207	0.193	0.180	0.168	0.157	0.150	0.136	—	—
10	0.248	0.223	0.209	0.194	0.182	0.169	0.161	0.147	0.137	0.127
15	0.265	0.239	0.224	0.209	0.196	0.183	0.174	0.159	0.148	0.139
20	0.285	0.257	0.241	0.225	0.211	0.198	0.188	0.171	0.160	0.150
25	0.305	0.275	0.258	0.242	0.227	0.213	0.20	0.184	0.172	0.161
30	0.325	0.294	0.276	0.259	0.243	0.229	0.217	0.197	0.184	0.172

При низких температурах, несмотря на малую упругость водяных паров, даже при насыщении наблюдаемые значения излучения сравнительно малы.

Облака понижают ночное излучение. Так, согласно наблюдениям Онгстрема, имеем следующие значения эффективного излучения при разной облачности:

Ясное небо.	Все небо покрыто облаками:		
	Высокими перист.	Средне-высокими.	Низкими.
0.14 — 0.20 ^{кал.} / _{мин. см.²}	0.08 — 0.16	0.04 — 0.08	0.01 — 0.04

Влияние облачности на величину эффективного ночного излучения Онгстрем выразил формулой. Если R_0 означает излучение при совершенно ясном небе и R_m — излучение при облачности m (облачность будем выражать по 10-балльной системе: 0 — обозначает ясное небо, 1 — одна десятая неба покрыта облаками, 5 — пять десятых неба покрыто облаками и т. д.), тогда

$$R_m = R_0 (1 - \alpha \cdot m),$$

где α — некоторый коэффициент, зависящий от вида облаков. В среднем из длительного ряда наблюдений для Стокгольма Онгстрем нашел его равным 0.075. Таким образом, полагая $\alpha = 0.075$, найдем, что при облачности $m = 5$, ночное лучеиспускание $R_m = 0.625 R_0$, т. е. составляет 62.5% лучеиспускания при безоблачном небе, а при полной облачности ($m = 10$) $R_m = 0.25 R_0$, т. е. 25% лучеиспускания при безоблачном небе.

Дорно, на основании длительных наблюдений в Давосе, нашел, что разные виды облаков влияют следующим образом на величину эффективного излучения:

Значения ночного излучения в % % излучения при безоблачном небе.

Облачность.	Перисто-слоист.	Высоко-слоист.	Слоисто-кучевые.	Дождевые.
10	70%	40%	20%	6%
5	84	67	55	48

На основании этих данных, Дорно нашел, что в формуле Онгстрема

$$R_m = R_0 (1 - \alpha \cdot m)$$

значения α для различной формы облаков получаются следующие:

	Перисто-слоист.	Высоко-слоист.	Слоисто-кучевые.	Дождевые.
α	0.031	0.063	0.085	0.099

Лучистая энергия теряется землею не только в ночное время, но даже в дневные часы. В Слуцке в течение ряда лет производились такие измерения и в дневные часы. Так как в спокойный, ясный день суточные колебания температуры и влажности ограничиваются, главным образом, лишь самым нижним слоем атмосферы, то, очевидно, тепловое излучение атмосферы должно колебаться в течение суток сравнительно мало; в то же время тепловое излучение земли должно значительно расти и падать с температурой. Это и подтверждается наблюдениями в Слуцке в дневные часы. Приведем некоторые значения эффективного излучения в ясный день 18 августа 1924 года:

Время.	Температура.	Эффективн. излуч. гр.-кал. в см ² мин.	Время.	Температура.	Эффективн. излуч. гр.-кал. в см ² мин.
7h 13m a	14.00	0.106	1h 10m p.	28.40	0.147
8h 18m	22.0	0.123	3h 9m	24.2	0.154
9h 57m	25.8	0.130	7h 2m	19.6	0.124
11h 9m	28.0	0.142	9h 9m	14.7	0.089

Приведенные числа обнаруживают изменения эффективного излучения в зависимости от изменений температуры.

Большой интерес представляет собою вопрос о том, как изменяется ночное лучеиспускание по мере поднятия над уровнем моря. Как указано выше, эффективное излучение представляет собою результат излучения черной поверхности в мировое пространство и обратного излучения атмосферой. Если бы не существовало атмосферного излучения, то эффективное излучение черной поверхности уменьшалось бы по мере поднятия над уровнем моря, вследствие понижения температуры; с другой стороны, радиация атмосферы должна уменьшаться по мере поднятия. Эффективное излучение представляет разность обоих излучений; так как оба эти излучения уменьшаются, то из априорных соображений весьма затруднительно сделать какое-либо заключение об изменениях эффективного излучения с высотой. На основании математических расчетов Онгстрем пришел к заключению, что эффективное излучение должно по мере поднятия сначала повышаться, достигать максимума на высоте 1—4 км. и затем уменьшаться. Так, напр., если температура с высотой уменьшается на 6° на каждые 1000 м., то при упругости паров f , равной 5, 10 и 15 мм., и при температуре у поверхности земли в 15° , получаются следующие значения эффективного излучения:

В ы с о т а.	Эффективное излучение $\frac{\text{гр.-кал.}}{\text{см.}^2\text{мин.}}$		
	$f = 5 \text{ мм.}$	$f = 10 \text{ мм.}$	$f = 15 \text{ мм.}$
0 м.	0.205	0.166	0.146
1000 "	0.212	0.176	0.155
2000 "	0.219	0.192	0.180
3000 "	0.215	0.197	0.183
4000 "	0.208	0.200	0.190
5000 "	0.194	0.190	0.185

Числа эти показывают, что с увеличением влажности максимум излучения перемещается на более значительные высоты; то же имеет место, как показывают вычисления Онгстрема, и в том случае, если падение температуры с высотой замедляется.

Теоретические выводы Онгстрема подтверждаются его же наблюдениями, произведенными на различных высотах во время экспедиций в Калифорнию и Алжир. Так, в среднем из целого ряда одновременных наблюдений в Калифорнии получились следующие средние значения эффективной радиации:

Высота	1150 м.	2500 м.	4400 м.
Эффективн. излучение . . .	0.175	0.185	0.182

Хомен и Онгстрем приспособили пиргеометр для измерения эффективного ночного излучения горизонтальной поверхностью к различным частям неба. С этой целью они закрывали излучающую поверхность экраном с отверстиями, оставлявшими открытой лишь определенную часть неба. Наблюдения эти показали, что эффективное излучение к различным частям неба различно; наибольшее излучение имеет место в направлении, образующем с отвесной линией угол между 35° и 45° ; этот угол с увеличением влажности уменьшается и приближается к 35° .

Если разделить небесный свод на отдельные сферические зоны, то ночное лучеиспускание для различных зон выразится следующими числами (в относительных единицах):

Зенитн. расстояние.	Эффективн. излучение.
0° — 22°30'	0.17
0° — 45°	0.54
0° — 67°30'	0.90
0° — 90°	1.00.

Для зоны, расположенной у горизонта (между 0°—10° высоты), излучение сравнительно невелико; оно составляет от 0.5 до 2% всей радиации. Таким образом, излучение земной поверхности изменяется сравнительно мало, в зависимости от того, расположено ли место наблюдения в котловине или на вершине горы.

Наблюдения Онгстрема на горе Уитней в Калифорнии (4420 м. над уровнем моря) и в Бассуре в Египте (1160 м.) показали, что излучение черной поверхности в направлении, нормальном к этой поверхности, зависит от того, как ориентирована поверхность. Результаты этих наблюдений даны в следующей таблице в относительных единицах:

Зенитн. расстояние	0°	22½°	45°	67½°
Гора Уитней	0.0151	0.0151	0.0143	0.0119
Бассур	0.0163	0.0156	0.0139	0.0077.

Под зенитным расстоянием в этой таблице подразумевается угол, образованный нормалью к излучающей поверхности с вертикальной или зенитной линией. Таким образом, излучение в нормальном направлении оказывается наибольшим для горизонтальной поверхности, тогда как для поверхности вертикальной излучение по нормальному, т. е. горизонтальному направлению, равно нулю.

Приходо-расход лучистой энергии. В 1896 году Хоменом были поставлены в конце лета в Финляндии в ясные дни систематические измерения излучения помощью прибора Онгстрема. Наблюдения эти дают следующий баланс тепла в течение суток:

	14 авг. 5 ³⁰ а. — 6 ¹⁰ р.	14 — 15 авг. 6 ¹⁰ р. — 6 ³⁰ а.	15 авг. 6 ³⁰ а. — 6 ³⁰ р.	2 сент. 5 ³⁰ а. — 5 ³⁰ р.	2 — 3 сент. 5 ³⁰ а. — 6 ¹⁰ а.	3 сент. 6 ¹⁰ а. — 5 ³⁰ р.	1 окт. 7 ³⁵ а. — 4 ¹⁰ р.	1 — 2 окт. 4 ¹⁰ р. — 7 ⁴⁰ а.	2 окт. 7 ⁴⁰ а. — 4 ¹⁰ р.
Солнечн. радиация . .	504.2	14.6	447.8	423.4	7.5	387.2	196.5	4.7	182.6
Излучение земли . .	132.8	130.0	121.5	116.4	71.2	103.5	51.2	95.3	45.9
Приток тепла	371.4	—115.4	326.3	307.0	—63.7	283.7	145.3	90.6	136.7

Числа эти показывают нам, что днем 14 и 15 августа приток тепла составлял в среднем 349 калорий, потеря тепла ночью—115 калорий, в итоге для всех суток получился приток тепла в 234 калории. Днем 2 и 3 сентября приток тепла в среднем составлял 295 калорий, потеря тепла ночью—64 калории; в итоге в течение суток получился приток тепла, равный 231 кал. Наконец, днем 1 и 2 октября имеем приток тепла в среднем в 141 кал., а потерю ночью в 91 калорию; в итоге в течение суток получается приток тепла, равный всего лишь 50 калориям.

Большой интерес представляют наблюдения над оборотом тепла, поставленные в 1922—23 гг. в Стокгольме А. Онгстремом. Выше нами были уже даны месячные суммы тепла, получаемые одним см.² горизонтальной поверхности; это тепло Q представляет собою совокупный эффект прямой солнечной радиации S и небесной радиации H . Что касается расхода тепла R , то он складывается из тепла, отражаемого от поверхности снегового покрова R_1 , и из тепла, излучаемого почвою R_2 . Общий итог тепла, получаемого одним см.² горизонтальной поверхности выразится:

$$W = Q - R = (S + H) - (R_1 + R_2).$$

Получаемое таким образом значение W может быть положительным или отрицательным; последнее имеет место в том случае, если расход тепла превышает приток его и если в общем итоге наша поверхность теряет тепло. Результаты этих расчетов даны в следующей таблице, причем все числа выражены в кал./см.²:

Приходо-расход тепла для Стокгольма.

	R_1 Лучистая энергия, отражаем. от света.	R_2 Излучение почвы.	$R = R_1 + R_2$ Расход тепла.	$Q = S + H$ Приток тепла.	$W = Q - R$
Январь	420	3570	3990	850	—3140
Февраль	1210	3600	4810	2510	—2300
Март	2030	3900	5930	4510	—1420
Апрель	1250	4320	5570	8850	+3280
Май	—	4950	4950	12455	+7505
Июнь	—	4900	4900	12170	+7270
Июль	—	4470	4470	11560	+7090
Август	—	4050	4050	9150	+5100
Сентябрь	—	4110	4110	6390	+2280
Октябрь	120	3510	3630	2970	— 660
Ноябрь	200	3420	3620	1230	— 2390
Декабрь	270	2940	3210	740	— 2470

Приводимые числа показывают, что наша поверхность получает избыток тепла в течение шести месяцев (апрель-сентябрь) и в течение шести месяцев теряет тепло (октябрь-март); наибольший приток тепла имеет место в мае и достигает 7505 кал. на каждый см.² горизонтальной поверхности; наибольшая отдача тепла имеет место в январе, когда она составляет 3140 калорий. В среднем за год см.² земной поверхности получает в Стокгольме 73385 калорий и теряет 53240 калорий. В годовом итоге земная поверхность приобретает 20145 калорий, т. е. 27% всего получаемого ею тепла. Это тепло передается землею окружающей ее атмосфере. Отдача тепла атмосфере осуществляется двумя способами: 1) часть тепла идет непосредственно на нагревание воздуха, 2) часть тепла расходуется на таяние и испарение осадков, выпадающих на земную поверхность; водяные пары уносят это тепло в атмосферу и затем отдают его, при своем сгущении, окружающему воздуху;

часть того же тепла расходуется и на рост растений, но, согласно расчетам Шредера, расход этот сравнительно ничтожный.

Такие же расчеты получаемого и расходуемого тепла были произведены С. И. Савиновым для Слуцка за месяцы летнего полугодия 1923 г.:

Приходо-расход тепла для Слуцка.

	Приток тепла.	Расход тепла.	Приток-расход.	Средн. облачность (в процентах).
Апрель	7710	2330	4380	75
Май	10450	2510	7940	72
Июнь	9960	2210	7750	77
Июль	13460	3600	9860	50
Август	8230	2430	5800	75
Сентябрь	5080	2600	2480	69

В течение всех шести месяцев приток тепла был больше расхода; избыток прихода тепла, в среднем, того же порядка, что и для Стокгольма; повышенный приток тепла в июле и пониженный—в июне обусловлены, очевидно, сравнительно малой июльской облачностью и повышенной июньской.

Аналогичные расчеты были произведены Дорно для Давоса. Согласно его расчетам, каждый см.² горизонтальной поверхности получает в год 106119 калорий и излучает 57363 калории обратно; таким образом, в годовом итоге каждый см.² приобретает 48756 кал. или 46% всего получаемого тепла. Это тепло идет, очевидно, на нагревание воздуха и на таяние и испарение осадков. Как увидим ниже, мы не имеем пока возможности с достаточной точностью судить о количестве воды, испаряющейся в атмосферу, а, следовательно, и о количестве тепла, затрачиваемого на испарение. Согласно расчетам Шредера, на испарение расходуется около двух третей всего тепла, приобретаемого земною поверхностью, и одна треть идет на непосредственное нагревание атмосферы.

К противоположным выводам приводят расчеты Онгстрема для Стокгольма. Как указано выше, земная поверхность в течение года приобретает здесь на каждый см.² 20145 калорий и в то же время, по расчетам Онгстрема, расходует на испарение 23400 калорий. Если расчеты Онгстрема правильны, то оказывается, что под широтой Стокгольма земная поверхность отдает воздуху 23400 калории путем испарения и в то же время получает обратно из атмосферы недостающие 3255 калорий на каждый см.².

Необходимо иметь в виду, что все эти расчеты пока еще весьма неточны. Наблюдения дают нам только количество тепла, получаемого и отдаваемого прибором, а не земной поверхностью, тесно связанной с окружающей ее средой; температурные условия для земной поверхности совершенно иные, чем воспринимающей поверхности прибора; неизвестны также лучеиспускающая и поглощательная способность различных сортов почвы и снега; испарение также не может быть учтено с достаточной точностью. Тем не менее приведенные примеры указывают на то, что в средних и низких широтах наша атмосфера, повидимому, приобретает в течение года некоторое количество тепла непосредственно от земной поверхности, тогда как в более высоких широтах она, благодаря воздушным течениям, отдает соответствующее количество тепла земле.

Лучеиспускательная способность различных поверхностей почвы

Измерения помощью пиргеометра Онгстрема дают нам потерю тепла вследствие ночного лучеиспускания не поверхностью почвы, а поверхностью черного тела. При всех наблюдениях обычно принимается, что лучеиспускательная способность поверхности почвы приблизительно такая же, как и черного тела, и потому результаты, полученные для черного тела, распространяют на поверхность почвы. Насколько справедливо это допущение, показывают весьма интересные исследования, поставленные проф. И. Я. Точидловским в Одессе. Как показал И. Я. Точидловский, помощью пиргеометра Онгстрема можно определить количество тепла, теряемого не только черной поверхностью, но и любой поверхностью почвы. Для этого необходимо произвести два измерения: 1) установив прибор излучающей поверхностью к зениту (как это и делается обычно), определяют количество тепла Q_1 , теряемое одним см.² черной поверхности в 1 минуту к небесному своду; 2) поворачивают прибор чувствительную сторону к исследуемой поверхности почвы, определяют обычным способом соответствующую потерю тепла Q_2 черной поверхности в 1 минуту к исследуемой поверхности. Разность этих двух измерений, т. е. $Q = Q_1 - Q_2$ дает нам, как показали теоретические исследования И. Я. Точидловского, количество тепла, теряемого каждым см.² поверхности почвы к небесному своду; отношение же $\frac{Q}{Q_1}$ даст нам потерю тепла

испытываемой поверхности по сравнению с черным телом; это отношение удобнее всего выражать в ‰ величины Q_1 .

Указанным способом И. Я. Точидловский произвел целый ряд наблюдений в Одессе. Наблюдения эти показали, что лучеиспускательная способность различных поверхностей различна; так напр., поверхность, покрытая низкой травой, теряет около 84‰ того, что потеряла бы в то же время черная поверхность. В результате этих наблюдений И. Я. Точидловский дает следующие значения потери тепла по отношению к черному телу:

Колосья ржи	93‰
Листья сирени	91 „
Чернозем	87 „
Желтая глина	85 „
Редкая трава	84 „

При этом наблюдения показали, что роса, даже и слабая, покрывающая излучающую поверхность, понижает ее потерю на 10—15‰.

Утренники. В ясные тихие ночи поверхность почвы сильно охлаждается. Сильно охлаждаются также прилегающие слои воздуха; если охлаждение достаточно велико, то водяные пары, содержащиеся в воздухе, вследствие охлаждения достигают состояния насыщения и начинают осаждаться на поверхности почвы или в виде росы, если температура сгущения паров выше 0°, или в виде инея, если эта температура ниже 0°. Сильные понижения температуры, сопровождающиеся выделением водяных паров в виде инея, очень вредны для растительности. Они называются утренниками или заморозками; наиболее опасны утренники поздней весной, когда молодая растительность наших полей и садов уже значительно развилась, но еще не вполне окрепла и крайне чувствительна к резким колебаниям температуры. Такие утренники представляют большое зло для сельского хозяйства, особенно для хозяйств восточной части Союза, где температурные колебания в это время года велики. Так, последний весенний ночной

мороз на поверхности почвы в Саратовской губернии может быть 2 июня, а первый осенний в начале августа. В Архангельской губернии эти заморозки возможны в отдельные годы в течение целого года, за исключением одного месяца (от 2 июня до 2 июля). В Одессе ранние заморозки возможны в октябре и даже сентябре. Для наших черноземных губерний последние весенние заморозки на поверхности почвы возможны в мае, первые осенние — в сентябре; нередко они могут переходить и на соседние месяцы.

Условия, благоприятные для образования заморозков,—ясная и тихая погода; ветры, дующие с севера, также могут способствовать образованию заморозков, так как они, благодаря низкой температуре приносимого ими воздуха, совместно с ночным лучеиспусканием, могут значительно понизить температуру почвы. Заморозки особенно часто бывают в низких местах, особенно котловинах; сюда стекают охлажденные, прилегающие к поверхности земли массы воздуха и здесь застаиваются. Напротив того, на возвышенных, открытых местах заморозки сравнительно реже. Большая влажность защищает почву от заморозков; объясняется это тем, что при большой влажности образуется роса, при которой выделяется скрытая теплота парообразования; при дальнейшем охлаждении почва покрывается более или менее толстым слоем тумана. Необходимо также иметь в виду, что, если поверхность почвы покрыта травой или вообще растительным покровом, то нередко термометры, установленные на поверхности почвы и в будке на высоте 2 м. над почвою, показывают в ясную ночь температуру выше 0°, тогда как у внешней поверхности растительного покрова температура ниже 0° и растительность подвергается заморозкам. Причина такого распределения температур кроется в том, что излучающей поверхностью является в этом случае не поверхность почвы, защищенная от лучеиспускания растительностью, но внешняя поверхность растительности, вполне открытая и обладающая значительной лучеиспускательной способностью. Так, наблюдения в Лесном (под Ленинградом) в 1921 году дали следующие результаты для довольно редкого травянистого покрова:

Минимальные температуры:			
	На поверхн. почвы.	У поверхн. травянист. покрова.	В воздухе на 2 м. над поч- вой.
25 августа	3.4°	—1.5°	3.3°
21 сентября	2.0	—3.2	2.7.

Аналогичные наблюдения в 1921 году в питомнике Лесного Института для густых еловых насаждений, высотой около 2 м., дали следующие минимальные температуры:

	Поверхн. почвы.	Внутри крон.	Над кронами.	На высоте 2 м.
11 мая	0.9°	0.7°	—1.0°	0.2°
14 „	0.5	0.0	—1.0	1.0
5 июня	1.6	1.2	—0.5	3.0
5 сентября	3.5	1.6	—0.4	4.3
21 „	4.0	1.2	—1.3	3.8.

За время со 2 мая по 23 сентября было 8 весенних заморозков над кронами, один на поверхности почвы и ни одного в будке на высоте 2 м.; за тот же период осенних заморозков было: над кронами—шесть, на почве и в будке — ни одного.

В виду серьезного вреда, приносимого утренниками для сельского хозяйства, делались попытки предсказания заморозков. Если во время

вечернего наблюдения в 9 час. вечера точка росы оказывается ниже 0° , то следует ожидать ночного мороза. Проф. В. А. Михельсон приводит такое правило: если к 9 час. вечера температура росы ниже 2° , то при безоблачном небе и безветрии можно ожидать ночного мороза. Можно использовать также показания смоченного термометра, имеющегося почти на всех станциях для определения влажности воздуха. Если смоченный термометр при наблюдении в 9 час. вечера показывает в апреле больше 6° , а в мае-июне больше 5° и в августе-сентябре больше 6° , то опасность наступления заморозка отпадает.

В связи с предсказаниями заморозков стоит также вопрос о предсказании наименьших температур. Этому вопросу в последние годы посвящен ряд исследований. Ход кривой изменения температуры после захода солнца в течение ясной ночи довольно прост: в начале ночи температура быстро падает, затем падение температуры становится все медленнее по мере приближения к моменту восхода солнца. В момент восхода солнца в ходе температуры наблюдается перелом и температура начинает повышаться. Ход падения температуры ночью имеет характер показательной функции. На основании 11-летних наблюдений над температурой в течение ночей вполне ясных и вполне пасмурных в парке Сан-Мор (под Парижем), Анго дает следующую формулу для температуры в разные часы ночи:

$$\theta = m + ne^{-0.14t},$$

где θ — искомая температура, t — время, выраженное в часах, считая от момента захода солнца; m и n — постоянные, различные для ясных и пасмурных дней; кроме того, они изменяются в течение года; e — основание натуральных логарифмов. Так, для апреля Анго дает для парка Сан-Мор:

$$\theta = 0.11^{\circ} + 11.3 e^{-0.14t} \text{ — для безоблачных ночей,}$$

$$\theta = 5.91^{\circ} + 4.17 e^{-0.14t} \text{ — для пасмурных ночей.}$$

Эта формула уже имеет известный интерес, так как дает изменение температуры от захода солнца до его восхода и позволяет предсказать с известной точностью наименьшую температуру; однако, эта формула применима к средним температурам; если условия ночи сильно отклоняются от средних, эти формулы становятся мало пригодными.

Исследования Дефанта по тому же вопросу представляют значительный шаг вперед. На основании законов излучения, он дает для минимальной температуры θ_m следующую формулу:

$$\theta_m = a + b\theta_0 + cf_0,$$

где a , b и c представляют собою величины, которые могут считаться постоянными в течение довольно долгого периода, напр., месяца, но которые оказываются различными для ясных и пасмурных дней и, само собою, для различных мест; θ_0 означает температуру и f_0 — упругость водяных паров в момент захода солнца. Для Тифлиса и Кремс-мюнстера по Дефанту имеем:

$$\theta_m = -6.0 + 0.4\theta_0 + 1.1f_0.$$

Для периода апрель-май 1915—1917 годов формула эта дает 81% удачных предсказаний. Теория показывает, что предыдущая формула может быть преобразована следующим образом:

$$\theta_m = a' + b'\theta_0 + c'\theta_0,$$

где θ_0 и θ'_0 — показания сухого и смоченного термометров в момент захода солнца. Особенно важно для предсказания заморозков вычислить коэффициенты a' , b' и c' для ясных ночей апреля и мая.

Меры защиты против заморозков. Для того, чтобы защитить растения от заморозков прибегают к разным средствам; все они сводятся к тому, чтобы тем или иным способом поддержать температуру выше предельной, вредной уже для растения.

С этой целью прибегают к созданию искусственных облаков из дыма, получаемого при сжигании влажного горючего материала, как напр., навоза, соломы, листвы, дерна и проч. Стелющаяся над почвой пелена дыма защищает почву от сильного лучеиспускания и охлаждения. Для того, чтобы получить более густой слой дыму, добавляють перепревшую солому, каменноугольную смолу, минеральные масла, смесь извести с нашатырем. Костры следует разводить с той стороны поля, с которой дует ветер. Для защиты огородов, садов, лесных питомников, виноградников от ночного лучеиспускания, прибегают к искусственным навесам из древесных ветвей, а также к соломенным и камышевым матам. Иногда над деревьями и виноградниками натягивают кисейные и полотняные покрывала.

Нередко также искусственно увеличивают влажность воздуха; для этого устанавливаются деревянные желоба и кадки с водою; их ставят в начале апреля и оставляют иногда до конца мая. Благодаря повышенной влажности повышается температура росы; конденсация водяных паров в виде тумана или росы начинается при более высокой температуре; она сопровождается выделением скрытого тепла и таким образом охлаждение почвы замедляется. С этой же целью иногда обматывают деревья соломенными или пеньковыми перевязками, нижний конец которых погружают в резервуар с водою. Вследствие волосности вода поднимается по перевязке, испаряется и повышает влажность. Рекомендуются также поливка водою виноградников и питомников; вода испаряется и образует туманный слой, препятствующий лучеиспусканию.

Пользуются также нагреванием воздуха. Этого достигают орошением земли теплой водою. Имеется целый ряд опытов непосредственного нагревания воздуха очагами; так, напр., в Калифорнии еще в 1897—99 г.г. устанавливались железные очаги с горящим углем для нагревания апельсиновых и лимонных рощ; таких очагов устанавливалось до 40 штук на каждый акр; с 1905 года в Калифорнии начали пользоваться масляными очагами, но они требуют большого ухода, особенно когда зажигают их тысячами для обширных площадей. В Америке пользовались также и центральной системой отопления; в середине участка помещалась большая печь, из которой нагретые газы проходили через широкие трубы по всей площади защищаемого участка.

В последние годы во время морозных ночей в Калифорнии стали пользоваться особым типа машинами для перемешивания воздуха. Как показывают наблюдения, в ясные холодные ночи температура воздуха с высотой повышается и холодные массы воздуха сосредоточены в слое, непосредственно прилегающем к почве. В последние 5 лет было построено пять типов таких машин, на что было затрачено несколько сотен тысяч долларов. Помощью огромных вентиляторов, приводимых в быстрое вращение мощными моторами в 100 и более лошадиных сил, верхний, более теплый воздух направлялся вниз и разбрасывался над верхушками деревьев; опускающийся воздух при этом нагревался

большими масляными печами и искусственно увлажнялся водою. Часть этих машин дали некоторые положительные результаты, но площадь их действия оказалась очень ограниченной.

Г Л А В А V.

Температура почвы и вод.

Нагревание и охлаждение почвы. Громадные количества лучистой солнечной энергии поглощаются нашей земной поверхностью; благодаря этому, в дневные часы, особенно летом, происходит сильное нагревание поверхности почвы; последняя оказывается наиболее нагретой; отсюда тепло путем теплопроводности и лучеиспускания передается прилежащим слоям воздуха, а также нижележащим слоям почвы. Напротив того, в ночное время, зимою же нередко и в дневные часы, имеет место сильное охлаждение земной поверхности вследствие лучеиспускания; при этом, очевидно, наиболее охлажденной оказывается земная поверхность; отсюда охлаждение постепенно распространяется в прилегающие слои воздуха и почвы. Таким образом поверхность почвы является деятельной поверхностью, наиболее нагреваемой в периоды преобладания солнечной инсоляции и наиболее охлаждаемой в периоды преобладания процессов теплового излучения земной поверхности. Здесь происходят наиболее резкие изменения температуры в течение года и суток (годовые и суточные колебания); нагревание и охлаждение отсюда постепенно передаются прилежащим слоям воздуха и почвы, в которых также проявляются годовые и суточные колебания, но значительно более ослабленные.

Методы измерения температуры почвы. Для измерения температуры на поверхности почвы пользуются обычными термометрами, помещаемыми горизонтально на поверхности почвы так, чтобы нижняя половина резервуара была погружена в почву, верхняя же половина оставалась открытой над почвою; иногда верхнюю половину шарика покрывают тонким слоем почвы; на наших метеорологических станциях обычно верхняя половина шарика термометра остается открытой. Надо иметь в виду, что такой способ измерения температуры поверхности почвы не может дать особенно надежных результатов; в самом деле, лучеиспускательная и поглощательная способность шарика термометра отличается от таковой для почвы и показания термометра могут значительно отличаться от температуры поверхности почвы. Однако, других способов измерения температуры поверхности почвы пока не имеется.

Для измерения температуры почвы на разных глубинах применяется несколько методов. Так, для измерения температуры почвы в наружных слоях до глубины 40 см. пользуются ртутными термометрами с большими резервуарами, которые закапываются в почву до надлежащей глубины; наружу выдается при этом достаточно длинная капиллярная трубка со шкалой; термометры эти изготовляются с таким расчетом, чтобы верхний конец ртутного столбика всегда выступал над поверхностью почвы. Среди таких термометров наиболее распространены в СССР. почвенные термометры С. И. Савинова; это—коленчатые термометры, изогнутые так, что резервуар и прилежащая к нему часть трубки располагаются горизонтально в том слое почвы, температуру которого измеряют; остальная же часть термоме-

трической трубки со шкалою выступает из этого слоя через выше-лежащую почву наружу под углом около 45° к горизонту (рис. 34). Нередко применяются еще почвенные термометры Шукевича; нижняя часть такого термометра, погружаемая в почву, заключена в эбонитовую оправу, а верхняя, выступающая над почвою, в металлическую оправу с продольным прорезом для отсчитывания шкалы термометра. Эбонитовая оправа заканчивается внизу железным нако-нечником, наполненным ртутью, в которую погружен резервуар термо-метра; при таком устройстве колебания температуры почвы быстро передаются резервуару термометра. Термометр Шукевича закапывается

в почву в наклонном положении. На показания термометра оказывает влияние не только температура слоя почвы, в котором находится резер-вуар термометра, но и температура всего, довольно длинного, капил-ляра, проходящего через почву и выступающего наружу. Для введения соответствующей поправки, на шкале его прикреплен малый вспомога-тельный термометр, который также отсчитывается.

Для глубин, больших 40 см., применяются обычно вытяжные

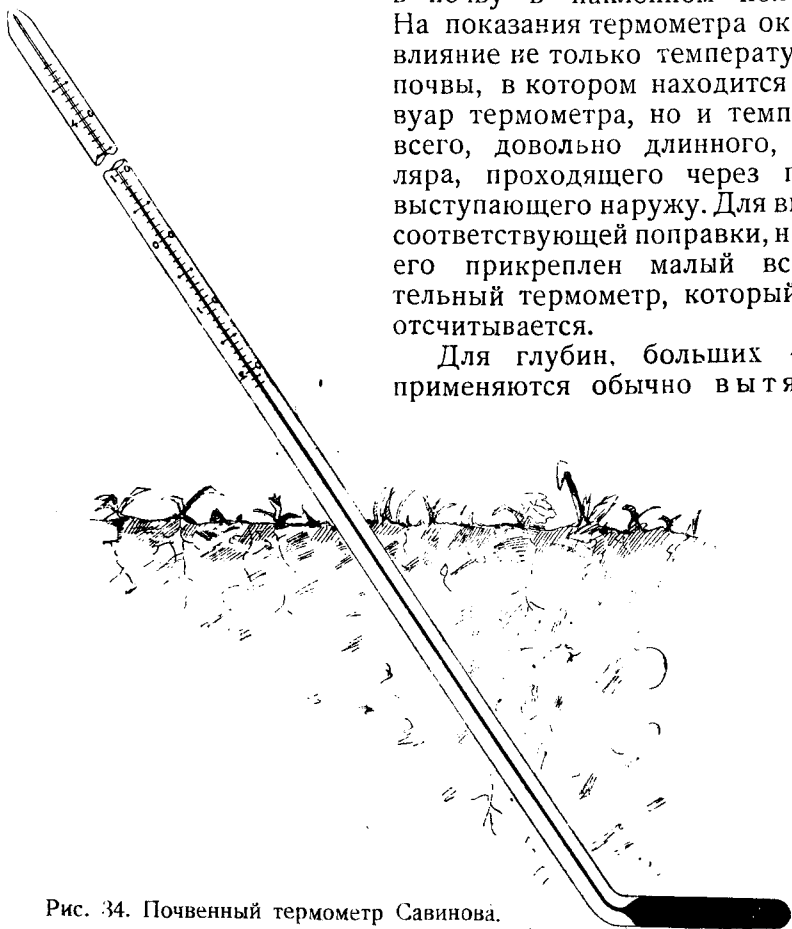


Рис. 34. Почвенный термометр Савинова.

термометры Лямона. Для этого в почве делают буровую сква-жину; в нее вставляется трубка из материала, плохо проводящего тепло, напр., из эбонита или дерева; сверху трубка открыта, а снизу закрыта медным кружком около одного дециметра диаметром; медный диск должен находиться на той глубине, температуру которой мы измеряем. Трубка выступает над поверхностью почвы настолько, чтобы и при снежном покрове верхний край ее выступал наружу. В трубку плотно вдвигается деревянный стержень, к нижнему концу которого прикре-плен термометр, заключенный в особую гильзу; основание этой гильзы должно плотно прилегать к медному дну трубки. Шарик термометра окружают внутри гильзы массой, плохо проводящей тепло (салом или

парафином, смешанными с металлическими опилками или разными порошкообразными массами). Такой термометр обладает большой инерцией; гильза имеет прорезы, через которые видна шкала термометра. Для отсчета температуры стержень с термометром вытягивается из почвы и делается отсчет; вследствие большой инерции термометра, за время отсчета показание термометра не успевает заметно измениться. На метеорологических станциях такие термометры устанавливаются обыкновенно на разных глубинах до 3.2 м. и иногда даже до 6.4 м. Необходимо отметить, что термометры системы Лямона дают ненадежные результаты для глубин, меньших 40 см: происходит это вследствие того, что наружные части эбонитовых трубок сильно нагреваются днем и охлаждаются ночью и могут передавать нагревание и охлаждение медному диску и термометру, если последние находятся на небольшой глубине.

Нередко применяются для определения температуры почвы электрические термометры двух сортов: 1) пользуются термоэлектрическим способом; для этого составляется цепь из двух разнородных металлов, хорошо изолированных; один спай помещается на известной глубине в почве, другой находится в комнате наблюдателя в сосуде с водою или другою жидкостью, куда помещен чувствительный термометр. Введенный в эту электрическую цепь чувствительный гальванометр дает возможность измерить разность температур обоих спаев, а следовательно, температуру спаия, погруженного в почву, так как температура другого спаия непосредственно измеряется термометром. 2) Составляют электрическую цепь, в которую входит тонкая, тщательно изолированная платиновая проволока, помещенная в почву на некоторой глубине, а также провода, идущие наружу; в цепь включен источник тока и омметр. Омметр представляет собою комбинацию вольтметра и амперметра; отсчеты его непосредственно дают искомое сопротивление в омах. При изменении температуры изменяется сопротивление платиновой проволоки, отсчитываемое омметром. Таким образом по показаниям омметра можно судить о температуре почвы, в которой расположена платиновая проволока. Вместо омметра можно пользоваться также мостиком Уитстона с гальванометром.

Для непрерывной записи температуры почвы применяются почвенные термографы; только что описанный электрический метод нетрудно приспособить для непрерывной записи; надо лишь обычный гальванометр заменить самопишущим. Кроме того, для малых глубин применяются почвенные термографы Ришара, приблизительно такого же устройства, как и термографы для записи температуры воздуха (см. ниже главу VI).

Тепловые свойства почвы. Деятельной поверхностью, принимающей падающую на нее лучистую энергию солнца, является земная поверхность; если имеется при этом растительный покров, то он, затеняя земную поверхность, целиком или частично берет на себя роль деятельной поверхности. Притекающая лучистая энергия частью отражается, частью поглощается; количество поглощенной при этом энергии зависит от состава и цвета почвы. Поглощенная лучистая энергия превращается в тепловую, которая идет на нагревание поверхности почвы и передается вглубь более холодным слоям почвы, а также прилежащим слоям воздуха. Часть этой энергии расходуется, кроме того, на ряд физических, химических и физиологических процессов (испарение, усвоение питательных веществ, растворение и т. д.). Степень нагревания зависит также от теплоемкости и теплопроводности почвы.

Приведенная ниже таблица дает нам значения объемной теплоемкости для главных составных частей почвы; заметим, что объемной теплоемкостью называется количество тепла, необходимое для нагревания см.³ почвы на 1°.

	Объемная теплоемкость.
Зерна кварцевого песка	0.517
„ известкового „	0.582
Частицы глины.	0.575
Вещество торфа.	0.601.

Приведенные числа показывают, что объемная теплоемкость всех главных твердых составных частей почвы приблизительно одинакова; в первом приближении можно поэтому принять, что объемная теплоемкость твердых составных частей различных почв вдвое меньше, чем для воды. Однако в состав каждой почвы, кроме твердой ее части, входят жидкая и газообразная части. Объемная теплоемкость воздуха очень мала (0.000306) и ею можно пренебречь. Таким образом объемная теплоемкость почв в сухом виде зависит от степени содержания в них воздуха или от их пористости; чем пористость у почвы больше, тем объемная теплоемкость ее меньше. Так, напр., сухой торф, обладающий пористостью в 75.4%, имеет теплоемкость не 0.601 (см. предыд. таблицу), а всего лишь 24.6% от 0.601, т. е. 0.148.

Вследствие большой теплоемкости воды, объемная теплоемкость почвы должна сильно возрастать с увеличением влажности почвы; это видно из прилагаемой таблицы, в которой влажность дана в % от наибольшей возможной влажности почвы.

Объемная теплоемкость почв при разной влажности:

Влажность	0%	10%	20%	30%	50%	80%	100%
Песок	0.347	0.372	0.401	0.430	0.480	0.575	0.633
Глина	0.263	0.294	0.356	0.417	0.539	0.723	0.902
Торф.	0.197	0.243	0.321	0.399	0.555	0.789	0.945

Приведенные числа показывают, что теплоемкость торфа в сухом состоянии наименьшая, а во влажном наибольшая; таким образом сухой торф нагревается сильнее других почв, влажный — меньше. Напротив того, песок обладает большею, чем другие почвы, теплоемкостью в сухом состоянии и меньшей во влажном. Глина занимает среднее место. Интересно отметить, что при среднем содержании воды (50%) теплоемкость всех трех почв приблизительно одинаковая.

Рассмотрим теперь, какова теплопроводность почв. Мерою теплопроводности какого-либо вещества служит коэффициент теплопроводности, численно равный количеству тепла, которое протекает в секунду через каждый см.² слоя данного вещества, толщиной в см., если температура обеих сторон слоя отличается на 1°. Теплопроводность для различных составных частей почвы выражается следующими числами:

	Теплопро- водность.
Полевой шпат.	0.00580
Известняк	0.00400
Кварц, перпендикулярно оси	0.00420
„ параллельно оси	0.00090
Почвенная вода	0.00124
Почвенный воздух.	0.00005.

Нетрудно видеть, что теплопроводность составных твердых частей почвы колеблется в широких пределах; теплопроводность воды приближается к теплопроводности наименее проводящих минералов почвы; для воздуха теплопроводность очень мала. Поэтому теплопроводность почвы должна сильно уменьшаться с увеличением ее порозности. С другой стороны, теплопроводность влажной почвы должна увеличиваться по мере того, как вода замещает в почве воздух. Так, напр., для песчаной почвы при разной влажности имеем следующие значения теплопроводности:

Процентное содержание воды . . .	0%	5%	15%	20%
Теплопроводность песка	0.00026	0.00114	0.00190	0.00252.

Чтобы составить себе понятие о круговороте тепла в разных сортах почвы, остановимся на наблюдениях и расчетах, произведенных Хоменом в Финляндии под 60° с. ш. Он наблюдал каждый час температуру на поверхности почвы и на разных глубинах. Таким образом он имел возможность определить круговорот тепла в почве до глубины 60 см. для гранитной скалы, вересковой песчаной почвы и для торфяного луга. Приведем результаты его расчетов для 14 и 15 августа 1896 года.

Оборот тепла в калориях для см.² горизонт. поверхности.

	Количество падающей солнечной энергии.	Тепло, принимаемое излучением.	Тепло, отдаваем. теплопроводностью слоям почвы	Теплота на испарение и друг. процессы.	Теплота, отдаваемая воздуху.
Дневн. часы 6 а.—6 р.					
Гранит	456	115	185	0	155
Песок	456	115	81	70	190
Торф	456	115	34	211	95
Ночн. часы 6 р.—6 а.					
Гранит	37	143	—164	0	58
Песок	37	143	—84	28	—50
Торф	37	143	—50	37	—93

Числа эти, конечно далеко неточные, показывают, что в дневные часы приблизительно 25% солнечной энергии расходуется на излучение, 20—40% на нагревание воздуха путем образования восходящих и нисходящих токов и 40—55% утилизируется самой почвой. Числа со знаком минус, встречающиеся в ночное время, обозначают, что тепло не теряется, но притекает к поверхности почвы. Вторая часть таблицы показывает, что ночью значительное количество тепла отдается почве более глубокими слоями; для гранита эта отдача тепла настолько велика, что здесь мы имеем даже в ночные часы некоторый приток тепла от почвы в воздух (действительно, гранитная скала имела даже в ночные часы более высокую температуру, чем прилежащий воздух).

Суточные колебания температуры на поверхности почвы. Под действием притока солнечной радиации днем и отдачи тепла ночью температура почвы непрерывно изменяется. Так как в приходе и расходе тепла имеют место, как суточные, так и годовые изменения, аналогичные изменения, очевидно, должны иметь место и для температуры почвы, по крайней мере, для ее наружных слоев; здесь несомненно должна существовать, как суточная, так и годовая периодичность. Как

мы видели выше, нагревание и охлаждение почвы, при одном и том же приходе или расходе тепла, зависит от физических свойств почвы (ее состава, плотности, цвета, строения, поглощательной и лучеиспускательной способности, теплопроводности и теплоемкости), от характера ее растительного покрова, если таковой имеется, и от целого ряда процессов физических, химических и физиологических, в ней совершающихся. Наконец, внешние факторы, как то: дождь, снег, ветер, еще более осложняют нашу задачу, и для суждения о суточных и годовых колебаниях необходимы регулярные наблюдения над температурой почвы.

Рассмотрим раньше всего суточные колебания температуры на поверхности почвы. Чтобы судить о суточном ходе температуры для какого-либо периода, напр., июля месяца в Ленинграде, мы должны для возможно большего числа лет собрать для июля месяца ежечасные наблюдения температуры и для каждого часа составить средние арифметические значения температур. Таким образом мы найдем средние значения температуры для каждого часа суток или найдем суточный ход температуры. Изучая его, найдем, что температура поверхностного слоя испытывает в течение суток периодическое колебание с одним максимумом и одним минимумом. Минимум наступает обычно около времени восхода солнца; максимум же около часу дня. Разность между максимальной и минимальной температурами называется амплитудой суточных колебаний. Эта амплитуда оказывается значительно большей, чем в воздухе. Так, напр., для Тифлиса максимум в поверхностном слое наступает в час дня и составляет в июле 48.14° , а в январе 7.20° . Минимум имеет место в июле в 5 часов утра и равен 18.80° , а в январе в 7 часов утра (-3.36°). Амплитуда, следовательно равна 29.34° в июле и 10.56° в январе.

На поверхности почвы амплитуда суточных колебаний очень велика; эти амплитуды достигают наибольших величин в летнее время и при том в континентальных климатах.

Передача суточных колебаний вглубь почвы. В случае однородной среды распространение тепла происходит по довольно простым законам. Математическая теория распространения тепла приводит к следующим положениям. 1) Если поверхностный слой испытывает какие-либо периодические колебания, то эти колебания распространяются вглубь, сохраняя тот же период; таким образом суточные колебания поверхностного слоя распространяются вглубь и на различных глубинах остается один и тот же период колебаний, равный суткам. 2) Амплитуда колебаний с глубиною уменьшается, причем если глубина возрастает в арифметической прогрессии, то амплитуда убывает в прогрессии геометрической. Пусть, напр., у поверхности почвы амплитуда суточных колебаний составляет 16° , а на глубине 12 см. равняется 8° , тогда для глубины 24 см. амплитуда должна быть 4° , для 36 см. 2° и для 48 см. 1° ; здесь глубина возрастает у нас в прогрессии арифметической, а амплитуда убывает в прогрессии геометрической. Величина убывания амплитуды с глубиною зависит от теплопроводности почвы и периода колебаний; чем больше теплопроводность почвы и чем больше период колебаний, тем убывание амплитуды с глубиною происходит медленнее. 3) Моменты наступления наибольшей и наименьшей температуры постепенно запаздывают с глубиною, причем запаздывание это с увеличением глубины приблизительно равномерно; так, напр., если для глубины 12 см. запаздывание равно 2 час. 40 мин., то для 24 см. оно уже составляет 5 час. 20 мин. и т. д.; если у поверхности почвы максимум температуры наступает в 1 час дня, то на глубине 12 см. он будет уже в 3 ч. 40 м. дня, на глубине 24 см. в 6 ч. 20 м. вечера и т. д.

Величина запаздывания для разных почв, очевидно, различна и зависит, кроме того, от периода колебаний. 4) Скорость убывания амплитуды с глубиною обратно пропорциональна корню квадратному из периода; пусть, напр., у нас имеются суточные и годовые колебания; так как годовые колебания имеют период в 365 раз больший, то скорость, с которой убывает амплитуда с глубиною, должна быть для годовых колебаний в $\sqrt{365}$ или 19 раз меньше, чем для суточных. Если, напр., амплитуда суточных колебаний уменьшается вдвое на глубине 12 см., то для годовых колебаний амплитуда уменьшается вдвое на глубине $12 \times 19 = 228$ см. Все эти положения имеют место в первом приближении для суточных и годовых колебаний температуры почвы.

Для иллюстрации рассмотрим суточные колебания температуры почвы в Нукусе, лежащем в $1\frac{1}{2}$ км. от Аму-Дарьи в почти пустынной местности под широтою $42\frac{1}{2}^{\circ}$. Для июня месяца имеем:

Г л у б и н а.	Время наступления		Амплитуда.
	минимума.	максимума.	
Поверхность почвы	4 ^h 20 ^m а.	0 ^h 45 ^m р.	40.3°
5 см.	5 ^h 30 ^m „	4 ^h 30 ^m „	15.3
10 „	6 ^h 25 ^m „	6 ^h 10 ^m „	11.1
20 „	9 ^h 36 ^m „	8 ^h 35 ^m „	5.0

Для Слуцка (вблизи Ленинграда) имеем в среднем за год:

Г л у б и н а.	Время наступления		Амплитуда.
	минимума.	максимума.	
Поверхность почвы. . . .	3.4 ^h а.	1.2 ^h р.	14.3°
20 см.	8.1 „	6.2 „	2.7
40 „	0.8 р.	11.7 „	1.0
80 „	7.0 „	7.0 а.	0.2

Наблюдения эти показывают, что приведенные выше положения в действительности имеют место лишь в самом первом приближении.

Суточные колебания в значительной мере зависят от характера почвы. Так, Хомен исследовал в Финляндии в течение двух ясных августовских дней суточный ход температуры почвы для скалистой, песчаной и торфяной почв и получил следующие результаты:

	Гранит.	Песок.	Торфяник.	Вовдух.
Поверхность почвы.				
Средняя температура	23.0°	20.8°	16.4°	16.1°
„ максимальная	34.8	42.3	27.7	22.7
„ минимальная	14.5	7.8	6.3	9.6
Амплитуда	20.3	34.5	21.4	13.1
На глубине 60 см.				
Средняя температура	20.2°	14.1°	11.6°	—
Амплитуда	1.3	0.1	0.1	—

Гранитная скала обладает наибольшей теплопроводностью; здесь нагревание хорошо передается вглубь почвы и в результате этого амплитуда у поверхности для гранита наименьшая, а для глубины 60 см. — наибольшая; температура гранитной скалы в течение всех суток и на всех глубинах выше, чем температура воздуха. Песчаная почва и торфяник обладают меньшей теплопроводностью, чем гранит; амплитуды колебаний должны быть у поверхности почвы велики, а на глубине 60 см. малы; это и имеет место для песчаной почвы. Напротив того, для торфяника, теплопроводность которого значительно меньше, чем гранита, амплитуда на поверхности почти одинакова с гранитом. Объясняется это тем, что торфяная почва обладает, вследствие значительного содержания воды, большей теплоемкостью; кроме того, значительное количество тепла затрачивается на испарение; действительно, максимальная температура на поверхности торфяника почти на 15° ниже, нежели температура на поверхности песка.

Даже и для одного и того же состава почвы имеют место сильные изменения в ходе температуры почвы, в зависимости от ее структуры и от содержания воды. Чем плотнее и влажнее почва, тем она лучше проводит тепло. Так, наблюдения показывают, что в Потсдаме для плотной песчаной почвы максимальные и минимальные температуры достигают глубины 20 см. при дождях на полчаса раньше и при сухой погоде на полчаса позже, чем при средних условиях погоды.

Так как амплитуды с глубиною уменьшаются, то на некоторой глубине амплитуда суточных колебаний становится меньше 0.1°. Так как почвенные термометры дают температуру с точностью до 0.1°, то в таком слое термометр в течение всех суток показывает неизменную температуру. С этой глубины начинается слой постоянной суточной температуры. Глубина, на которой начинается этот слой, зависит от физических свойств почвы, а также от величины амплитуды на поверхности почвы. В среднем он начинается на глубине 80—100 см. Для торфяной почвы, обладающей малой теплопроводностью и большой теплоемкостью, слой постоянной суточной температуры начинается на значительно меньшей глубине (около 25 см.).

Годовые колебания температуры почвы. Как указано было выше, температура поверхности почвы должна обнаруживать и годовую периодичность. Наблюдения показывают, что действительно в умеренных и северных широтах обнаруживается простая годовая периодичность с максимумом в июле или августе и минимумом в январе. В тропических странах годовой ход в значительной мере зависит от периода дождей. Приведем несколько примеров годового хода температур поверхности почвы для различных широт.

Средние месячные температуры поверхности почвы.

Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Ср. годов.	
												Почва	Воздух.

С л у ц к (59° 41' с. ш.)

—10.3°	—10.3°	—6.1°	2.0°	12.3°	17.4°	19.4°	15.7°	9.2°	3.5°	—2.5°	—6.7°	3.6°	2.8°
--------	--------	-------	------	-------	-------	-------	-------	------	------	-------	-------	------	------

Т и ф л и с (41° 43' с. ш.)

0.4	3.1	9.3	13.8	21.1	28.8	31.3	31.8	23.7	16.3	7.9	3.1	15.9	12.3
-----	-----	-----	------	------	------	------	------	------	------	-----	-----	------	------

Л а г о р (31° 34' с. ш.)

10.5	14.2	23.5	32.7	38.6	40.3	38.3	37.5	35.7	25.8	16.2	10.9	27.1	23.9
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Наблюдения эти показывают, что минимальная температура всюду наступает в январе, а максимальная в июле или в августе, а в Лагоре даже в июне. Что касается амплитуды годовых колебаний, то она для Слуцка составляет 29.7°, для Тифлиса 31.4° и для Лагора 29.8°. Несмотря на различие в широте, доходящее почти до 30°, во всех трех пунктах годовая амплитуда почти одинакова и составляет около 30°; таким образом годовая амплитуда, за исключением островов и берегов, почти не зависит от широты. Для всех приведенных примеров температура поверхности почвы в среднем годовом несколько выше, чем средняя годовая температура воздуха.

Для годовых колебаний температуры почвы также имеют место приведенные выше положения относительно распространения тепла вглубь почвы. Так, напр., десятилетние наблюдения в Слуцке приводят к следующим результатам:

Г л у б и н а.	З а п а з д ы в а н и е		Амплитуда.
	максимума	минимума	
10 см.	2 дн.	9 дн.	29 2°
80 "	23 "	23 "	19.8
160 "	77 "	43 "	11.8
320 "	108 "	76 "	6.3

Для Нукуса имеем в среднем за год:

Г л у б и н а.	Время наступления		Амплитуда.
	максимума	минимума	
10 см.	18/VII	1/II	34.3°
80 "	28/VII	15/II	24.1
160 "	21/VIII	25/II	15.4
400 "	31/X	26/IV	4.0

Наблюдения в Кенигсберге дают следующие сроки для времени наступления максимальных и минимальных температур:

Глубина	0 м.	1 м.	2 м.	3 м.	4 м.	5 м.	6 м.	7 м.	7½ м
Макс.	13/VII	1/VIII	25/VIII	15/IX	2/X	9/XI	1/XII	8/XII	
Миним.	26/I	24/II	20/III	9/IV	23/IV	6/V	24/V	14/VI	22/VI.

Таким образом максимум запаздывает для глубины в 7½ м. на 148 дн. и минимум на 147 дней. В среднем, на 1 м. имеем запаздывание приблизительно на 20 дней. В то же время для Нукуса запаздывание на каждый метр глубины составляет 24 дня и для Слуцка 29 дн.; наконец в Тифлисе запаздывание составляет в среднем 24 дня на 1 м. и в Брюсселе 20 дней. Числа эти показывают, что для годовых колебаний максимальные и минимальные температуры запаздывают приблизительно на 20—30 суток для каждого метра глубины.

На основании теоретических соображений, величина запаздывания суточных колебаний, как мы видели, в 19 раз меньше; следовательно, в среднем можно принять, что для суточных колебаний максимальные и минимальные температуры запаздывают на каждые 10 см. глубины на 2.4—3,6 часа.

Годовые амплитуды, подобно суточным, убывают с глубиною. Это видно из приведенных выше примеров; точно также для Тифлиса имеем:

Глубина	0.01 м.	0.20	0.40	0.84	1.65	3.26	3.99	6.47
Амплитуда	32.5°	29.1°	26.0°	20.7°	13.9°	5.8°	4.0°	1.5°

Анализ этих чисел показывает, что амплитуда действительно убывает приблизительно в геометрической прогрессии при увеличении глубины в прогрессии арифметической. В среднем для Тифлиса годовая амплитуда убывает в 10 раз при углублении на 4.4 м. Отсюда находим, что суточная амплитуда должна убывать в 10 раз при углублении, равном 4.4:19 м., т. е. при углублении около 23 см.

Как показывают наблюдения, вблизи поверхности почвы общие физические законы проникновения тепла испытывают нередко большие отклонения. Происходит это вследствие того, что осадки, просачиваясь в почву, способствуют выравниванию температур; кроме того, при замерзании и оттаивании почвы, скрытая теплота таяния то освобождается, то связывается. Далее, испарение почвенных вод вызывает охлаждение почвы. Большое значение имеет и то обстоятельство, что при ночном охлаждении воздух, содержащийся в верхних слоях почвы, также охлаждается и становится плотнее ниже лежащего воздуха; таким образом нарушается равновесие и, благодаря конвекционным токам, происходит обмен тепла между верхними и ниже лежащими слоями почвы. Вследствие этого, процесс передачи охлаждения вглубь почвы ускоряется и в то же время замедляется охлаждение верхних слоев. В дневные часы указанного обмена тепла не может быть: верхние слои почвенного воздуха при нагревании становятся менее плотными и не могут опускаться вглубь; передача нагревания возможна лишь путем теплопроводности и потому совершается значительно медленнее; это видно из следующих чисел, дающих величину запаздывания максимальной и минимальной температуры в различных слоях почвы для Нукуса в июне месяце:

	Величина запаздывания.	
	между 0 и 5 см.	между 5 и 49 см.
Минимум	1 ч. 15 м.	10 ч. 20 м.
Максимум	4 ч. 35 м.	10 ч. 15 м.

Из этого примера мы видим, что различия в запаздывании сказываются лишь в самых наружных слоях.

В значительной мере влияет на температуру почвы и облачность; это влияние заметно и на значительных глубинах, но с известным запаздыванием. Так, например, согласно вычислениям проф. Лейста, для Кенигсберга влияние январской облачности обнаруживается на глубине 1¼ м. в феврале, на глубине 2½ м. в марте и на глубине 5 м. только в апреле. На температуру почвы оказывает также влияние характер погоды данного времени года. Так, наблюдения в Мюнхене показали, что теплое лето с обильными дождями сопровождается высокой температурой почвы. То же обнаруживают и наблюдения в Лесном; сравним температуры почвы в июне и июле для 1894 и 1896 годов:

	И ю н б.					И ю л б.				
	Г л у б и н а в с м.					Г л у б и н а в с м.				
	0	20	40	80	160	0	20	40	80	160
Температуры 1894 г.	16.0°	13.7°	12.6°	10.6°	8.6°	19.1°	17.0°	15.8°	13.9°	10.9°
„ 1896 г.	21.7	15.0	12.5	10.5	7.9	20.5	16.8	14.6	12.8	9.9

В 1896 году было жаркое и сухое лето, тогда как в 1894 году оно отличалось низкой температурой и обильными осадками. В июне 1896 года, когда травянистый покров не был еще достаточно развит, наружные слои были нагреты значительно, но уже на глубине 40 см. температура была на 0.1° ниже, чем в холодное дождливое лето 1894 г., а на глубине 160 см. была ниже даже на 0.7° ; в июле месяце холодного и дождливого лета 1894 года почва уже на глубине 20 см. была теплее на 0.2° , а на других глубинах на 1° теплее, чем в жаркое и сухое лето 1896 года. На глубине 160 см. температура в 1896 году была ниже, чем за все три предшествующие года, тогда как в 1894 году температура для всех глубин от 20 до 160 см. оказывается наивысшей. Наблюдения Хомена в Финляндии также показывают что дожди обычно повышают температуру почвы на различных глубинах на 0.5° — 3.0° . Таким образом, средняя температура почвы во время влажного лета вообще выше, чем при сухом лете.

Подобно тому, как на глубине 80—100 см. начинается слой постоянной суточной температуры, точно также на некоторой глубине должен начинаться слой постоянной годовой температуры. Если бы суточная и годовая амплитуды были одинаковы, то слой постоянной годовой температуры обнаружился бы на глубине в 19 раз большей, чем это имеет место для слоя постоянной суточной температуры. Можно принять, что в средних широтах слой постоянной годовой температуры начинается на глубине 15—20 м.; в северных странах, где амплитуда годовых колебаний сравнительно велика, колебания эти проникают глубже и слой постоянной годовой температуры начинается на глубине около 25 м.; напротив того, в тропических странах, где годовые колебания сравнительно малы, слой постоянной годовой температуры расположен на глубине значительно меньшей, а именно около 5—10 м.

Таким образом, начиная с глубины около 20 м. и далее вглубь, температура вовсе не изменяется не только в течение суток, но и в течение года. Температура здесь остается все время постоянной. Так, напр., в парке Ленинградского Лесного Института термометр, установленный на глубине 19.6 м. в буровой скважине, в течение полутора лет показывал неизменно одну и ту же температуру в 6.1° . Точно также в подвалах Парижской Обсерватории на глубине 28 м. был установлен термометр, показывавший в течение ряда лет 11.7° ; при этом он давал лишь некоторые неперIODические вариации, не превосходившие 0.1° .

Как мы видели, годовые колебания температуры на поверхности почвы очень велики. В отдельных случаях как повышение температуры, так и ее понижение, могут быть значительны. Так, на поверхности сухой и плохо проводящей почвы нагревание солнцем может быть очень интенсивно; в средней части нашего Союза температура на поверхности почвы нередко доходит до 60° , в южной части до 70° и более (в Одессе до 73.7°); в Сахаре температура поверхности почвы может достигать даже 80° . Напротив, ночью температура почвы, особенно в ясную погоду, может опускаться значительно ниже температуры воздуха.

Промерзание почвы. Вечная мерзлота. Пятилетние наблюдения в Тифлисе показали, что здесь ни разу промерзание не проникало глубже 40 см., хотя температура воздуха и поверхности почвы опускалась ниже— 14° . В Брюсселе в зиму 1837—38 года зимние холода продолжались непрерывно в течение 2 месяцев, причем морозы достигали— 20.6° ; почва при этом промерзла всего лишь на 70 см. В Вене в очень суровую зиму 1879—80 г., когда морозы достигали— 20.2° и продолжались около 3 месяцев, промерзание почвы не доходило до

80 см., хотя почва была свободна от снега. В Потсдаме промерзание почвы достигало 1.25 м., а в Глукке 1.6 м. Все эти примеры относятся к почве, свободной от снега. По Вильду, снежный покров значительно предохраняет почву от промерзания; согласно его расчетам, снежный покров определенной толщины оказывает такое же действие, как слой песку в 2—3 раза большей толщины. В Соданкуле в Финляндии (67°22' сев. шир.) почва под снежным покровом толщиной в 70 см. промерзла до 1.6 м.

Проникновение холода вглубь почвы происходит тем медленнее, чем больше влажность почвы; объясняется это тем, что при замерзании влажной почвы выделяется значительное количество скрытой теплоты замерзания воды.

Наблюдения в Потсдаме для песчаной почвы дали следующие значения для скорости проникновения холода вглубь почвы:

Глубина в см.	2—5	5—10	10—20	20—50	50—100
Скорость в см./сек. . . .	0.60	0.30	0.32	0.24	0.10.

В полярных странах, вследствие весьма низких температур, на некоторой глубине лежат слои почвы, которые круглый год остаются мерзлыми. Такая вечная мерзлота охватывает значительную площадь земли; достаточно указать, что у нас в Сибири она занимает площадь около 8.000.000 кв. км. Впервые вопрос о вечной мерзлоте возник во второй половине 18-го века, когда на берегу реки Вилюй под 64° с. ш. в мерзлой почве был найден хорошо сохранившийся труп носорога, а затем на берегу Ледовитого океана под 72° с. ш., около устья Лены, был найден труп мамонта. Факты залегания вечной мерзлоты устанавливались обыкновенно случайно при копании колодцев, при разработке руд; особенно много ценных данных получилось при земляных работах при постройке Забайкальской и Амурской железных дорог. Вильд, на основании теоретических соображений, пришел к выводу, что южный предел распространения вечно мерзлой почвы совпадает с годовой изотермой воздуха в—2° (т. е. с линией, соединяющей места на земной поверхности, имеющие среднюю годовую температуру воздуха—2°); детали же очертания этой границы зависят от абсолютной высоты местности над уровнем моря. Проф. А. И. Воейков первый указал, что на распространение вечной мерзлоты значительное влияние должна оказывать толщина снежного покрова, защищающего почву от сильного промерзания. По мнению Воейкова, везде, где средняя годовая температура воздуха выше—1°, мерзлота не встречается, так как средняя температура почвы на глубине нескольких метров должна быть значительно выше. При температурах воздуха ниже—1° вечная мерзлота может встретиться, но не везде; там, где имеется мощный снежный покров, мерзлоты может не быть даже при средней годовой температуре около—5°. Так, напр., благодаря глубокому снежному покрову вечная мерзлота не была найдена около Туруханска, несмотря на то, что средняя годовая температура там около—8°. Чтобы видеть, насколько велико влияние снежного покрова, приводим следующую таблицу:

	Средняя годов. температура.	Толщина снеж- ного покрова.
Туруханск	— 7.7°	234 см.
Березов	— 4.5	216 "
Нерчинский завод	— 3.7	59 "
Верхнеудинск	— 2.6	29 "
Урга	— 2.5	19 "

В Туруханске и Березове, несмотря на их северное положение и на низкую годовую температуру воздуха, благодаря мощному снежному покрову мерзлота отсутствует; в то же время в остальных трех пунктах, несмотря на их более южное положение и более высокую годовую температуру, вследствие незначительного снежного покрова, мерзлота наблюдается. На рис. 35 дана карта распространения вечной мерзлоты, составленная Ячевским и исправленная В. Б. Шостаковичем, на основании новейших наблюдений; пунктирная линия дает южную границу вечной мерзлоты; карта показывает, что граница распростра-

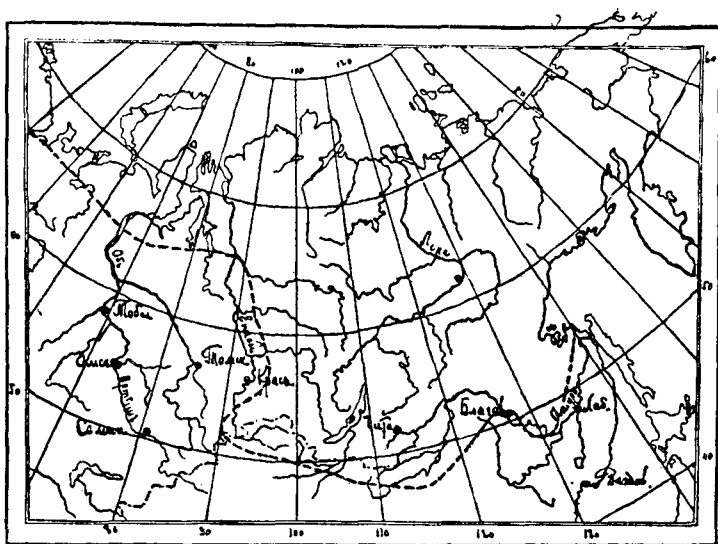


Рис. 35. Карта распространения вечной мерзлоты.

нения вечной мерзлоты начинается несколько севернее Архангельска, идет к устью Оби, пересекает Енисей при впадении в него нижней Тунгузки, отсюда опускается к югу, почти параллельно течению Енисея, проходит Ангарау в нижней ее части, затем поворачивает на юго-запад к верховьям Енисея, снова поворачивает на восток, пересекает Амур около Благовещенска, опускается по Амуру почти до $48^{\circ}37'$, отсюда круто поворачивает к северо-востоку и достигает Охотского моря. Проведенная на карте граница представляет собою лишь первое приближение; действительная же граница имеет сложный вид и по своим очертаниям напоминает береговую линию весьма изрезанного материка, окаймленного многочисленными островами. Такие острова вечной мерзлоты действительно встречаются среди талой почвы и при том далеко от границы сплошного распространения вечной мерзлоты.

Мощность мерзлого слоя колеблется в широких пределах от 0.4 м. до 70.4 м. (на ст. Бушулей Амурской ж. д.); иногда мерзлые слои чередуются с талыми; особенно часто такие случаи встречаются на золотых промыслах Якутской области; так, напр., на Елизаветинском прииске шахта прошла через три мерзлых слоя, разделенных тремя талыми слоями. Вечная мерзлота нередко обнаруживается под руслами рек.

Глубина, на которой начинается слой вечно мерзлой почвы, тоже очень разнообразна. На северных склонах, в заболоченных, покрытых моховым покровом местах мерзлота нередко начинается почти у самой

поверхности почвы на глубине 20—25 см., тогда как на южных, сухих склонах на глубинах 4 м. и больше.

Вечно мерзлая почва, в зависимости от ее состава и содержания воды, может принимать различный вид. Так, напр., пески, лишенные почвенного мелкозема, иногда могут оказаться настолько сухими, что при температуре ниже 0° они остаются рыхлыми и нецементированными льдом. Насыщенные же влагою глинистые почвы и вообще почвы, богатые мелкоземом, всегда оказываются плотно смерзшимися. Часто в вечно мерзлой почве встречаются слои чистого льда, достигающие иногда 2 м. и более толщины.

Мерзлота оказывает влияние на растительность. При высоко поднимающихся горизонтах мерзлоты древесная растительность или вовсе отсутствует или растут такие породы, как лиственница и ель, отличающиеся малым развитием корней, идущих вглубь почвы. Даже и при более глубоком залегании вечной мерзлоты корневая система деревьев не идет вглубь, а широко распространяется в поверхностном слое почвы. Такие деревья неустойчивы и массами валятся в тайге при сильном ветре.

Опытные сельскохозяйственные станции, организованные проф. Н. И. Прохоровым в Амурской области, показали полную возможность культуры различных растений далеко на север от границы мерзлоты; этому благоприятствует сравнительно теплое лето; так, напр., в Якутске под 62° с. ш. почва оттаивает на 1 м. и жители занимаются хлебопашеством; в Америке около устья реки Мекензи даже под широтой 64°—65° возделывают землю.

Изменение температуры почвы по вертикальному направлению. В тропических странах, а также в странах средних широт, для почв, лишенных своего естественного покрова, средняя годовая температура почвы с глубиной обычно понижается. Так, напр., для Тифлиса имеем следующее распределение температуры по вертикали в среднем за год:

Глубина	1 см.	20 см.	40 см.	84 см.	165 см.	226 см.	647 см.
Температура	16.3°	15.7°	15.4°	15.3°	15.1°	14.7°	14.5°

Этот тип распределения температуры, при котором температура с глубиной падает, называется солнечным типом или типом инсоляции, так как тип этот особенно резко выражен в ясную погоду летом, когда солнечная радиация сильно нагревает земную поверхность.

В средних и высших широтах для почв, одетых естественным покровом, в среднем годовом преобладает обратный тип распределения температуры, так наз. тип излучения, особенно резко выраженный вообще зимою, когда преобладает излучение над солнечной инсоляцией. Так, напр., для Лесного в среднем годовом за 15 лет имеем:

Глубина	0 см.	10 см.	20 см.	40 см.	80 см.	160 см.
Температура	5.69°	5.75°	5.70°	5.82°	6.01°	6.09°

Заметим, что зимою даже и в Тифлисе наблюдается тип излучения, тогда как в летнее время и в средних и в высших широтах имеет место тип инсоляции.

В отдельные времена года распределение температуры по вертикали может быть отлично от среднего годового. Так, проф. Клоссовский дает следующий пример распределения температуры в почве для Одессы в 1898 году:

Глубина в м.	0.4	0.8	1.6	2.0	2.5	3.2
Температура 15/I	0.6°	2.8°	6.6°	8.3°	9.7°	11.8°
" 15/VII	20.8	19.1	16.4	15.0	13.3	12.2
" 15/IV	7.8	7.2	6.0	6.2	6.6	8.1
" 15/X	11.8	14.9	17.0	17.0	16.3	15.8.

Таблица эта показывает, что зимою температура с глубиною возрастает (тип излучения); это распределение обусловлено значительным охлаждением зимою поверхностного слоя; от него охлаждение постепенно передается вглубь. Летом, наоборот, преобладает тип инсоляции, так как вследствие притока тепла сильно нагревается поверхностный слой и отсюда нагревание постепенно распространяется вглубь. Весною более холодный слой лежит между двумя более теплыми слоями; причина такого распределения следующая: в более глубоких слоях (в нашем случае, начиная с 1.6 м.) еще имеет место зимнее напластование температур, тогда как в самых наружных слоях, вследствие начавшегося нагревания поверхностного слоя, распределение температуры приняло летний характер. Осенью наблюдается обратное распределение температур, а именно—более теплый слой лежит между двумя слоями более холодными; здесь в более глубоких слоях (в нашем примере, начиная от 2.0 м.) еще сохранился летний тип, тогда как в наружных слоях уже начинает развиваться зимнее напластование.

Изоплеты температуры почвы. Для того, чтобы изобразить графически распределение температуры почвы по вертикали в разные месяцы года, т. е. изобразить графически зависимость температуры почвы, как от времени года, так и от глубины, строят обычно систему изоплет. На рис. 36 даны такие изоплеты для почвы, покрытой естественным

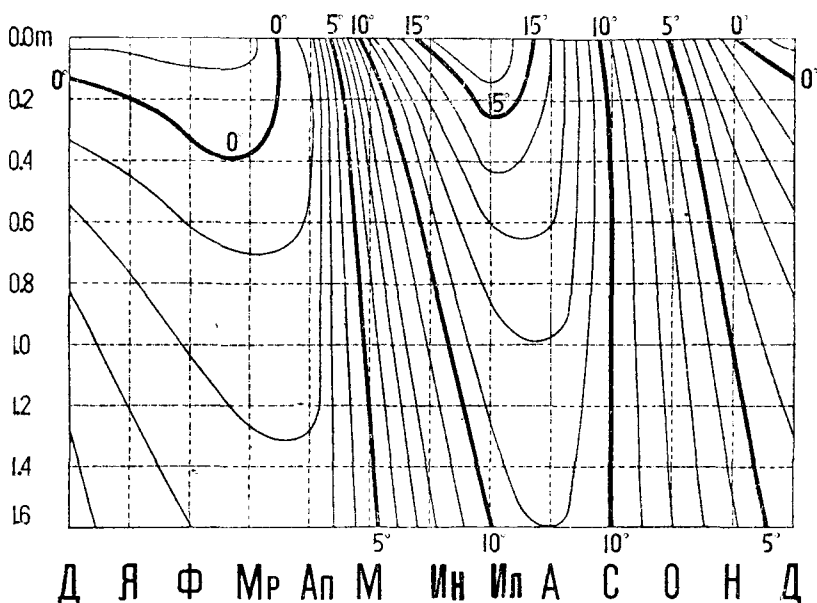


Рис. 36. Термоизоплеты почвы с естественным покровом.

покровом (летом—растительным, зимою—снежным) и на рис. 37 для почвы обнаженной, в Лесном. Построение таких изоплет сходно с построением их для солнечной радиации, причем здесь мы на оси ординат откладываем равные отрезки, выражающие глубины; на оси абсцисс точно также откладываем одинаковые отрезки, соответствующие месяцам года (январь, февраль и т. д.). В дальнейшем построение изоплет температуры почвы вполне аналогично изложенному выше построению изоплет солнечной радиации. Из сравнения рисунков 36 и 37 мы видим, что число линий больше для почвы обнаженной, так как здесь температура почвы резче изменяется с глубиною; далее

нетрудно видеть, насколько глубже проникают для обнаженной почвы изоплеты, соответствующие зимою низким и летом—высоким температурам. Из этих же рисунков видно, что изоплеты расположены гуще в поверхностных слоях, с глубиною же они становятся все реже; это свидетельствует о том, что изменение температуры по вертикали сначала идет быстрее, а затем все медленнее; те же рисунки показывают, что время наступления максимальных и минимальных температур с глубиною запаздывает и притом довольно равномерно. Если перемещаться по какой-либо вертикальной линии, то нетрудно судить о вертикальном распределении температуры в соответствующее время года;

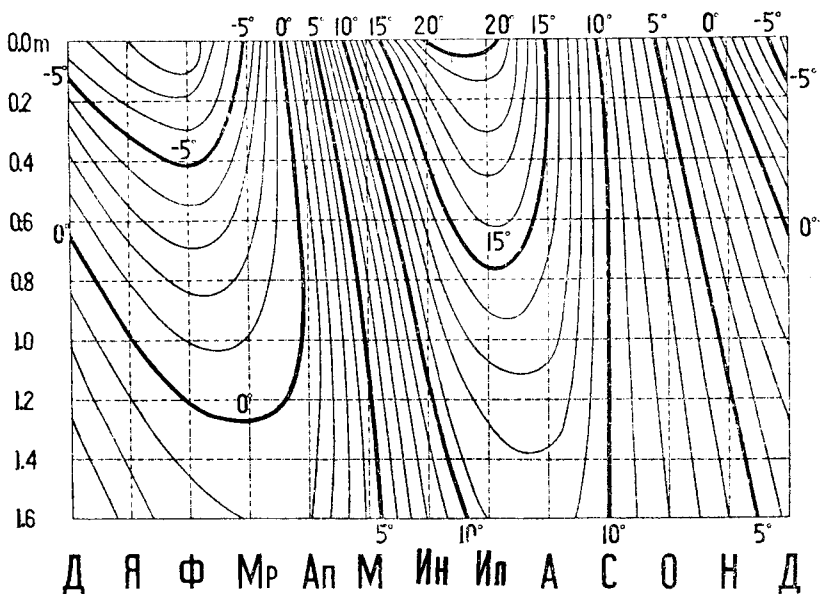


Рис. 37. Термоизоплеты обнаженной почвы.

если же перемещаться по какой-либо горизонтали, мы можем судить о том, как изменяется температура на соответствующей глубине в течение года. Вообще изоплеты дают наглядное изображение всех особенностей распределения температуры в почве в различные моменты года.

Влияние покрова на температуру почвы. Растительный покров затеняет поверхностный слой почвы от непосредственного действия солнечных лучей и тем самым уменьшает в дневное время приток тепла к почве; в ночное время растительный покров предохраняет почву от лучеиспускания тепла и таким образом уменьшает расход тепла почвою в ночное время. Далее, благодаря значительному испарению растений, растительный покров высушивает почву и тем самым уменьшает ее теплопроводность. Наконец, растительность расходует получаемое тепло на ряд процессов, связанных с ростом растения, и тем самым отнимает не малое количество тепла от почвы.

Еще большее влияние на температуру почвы оказывает снежный покров, защищая, благодаря своей малой теплопроводности, почву от чрезмерного зимнего охлаждения и промерзания.

В этом отношении крайне важны наблюдения проф. Любославского, поставленные в парке Ленинградского Лесного Института над темпе-

ратурой почвы, покрытой естественным покровом (летом—растительным, зимою—снежным покровом), а также почвы обнаженной.

В среднем за 15 лет (1893—1907 гг.) были получены следующие разности температур (обнаженная—покрытая почва):

Глубина	0.0 м.	0.1 м.	0.2 м.	0.4 м.	0.8 м.	1.6 м.
Февраль	—7.16°	—6.98°	—6.36°	—5.44°	—3.91°	—1.19°
Июнь	+4.27	+3.37	+3.91	+3.41	+2.23	+0.55
Год	—0.93	—1.17	—0.79	—0.74	—0.70	—0.43

В таблице приведены разности лишь для февраля и июня месяцев, когда разности достигают наибольших значений. В среднем, для февраля месяца обнаженная почва оказывается холоднее на 7° в наружных слоях почвы и более, чем на 1°, холоднее на глубине 1.6 м. В июне, напротив того, более прогретой оказывается обнаженная почва, причем разность температур для наружных слоев около 4°. При таком распределении разностей температур вполне естественным оказывается, что в среднем за весь год почва под покровом почти на 1° теплее обнаженной почвы.

В отдельные годы разности получались значительно большие. Так, в жаркое и сухое лето 1896 года в июне месяце, в период наибольшего развития растительности, почва, покрытая растительным покровом, в среднем была на 6.6° холоднее непокрытой почвы на глубине 40 см. и на 5.0° на глубине 80 см. В холодную зиму 1893 года на глубине 40 см. почва обнаженная была в среднем на 12.3° холоднее почвы, покрытой снежным покровом; толщина последнего была 47 см. В отдельные дни января 1893 года разность температур у поверхности почвы достигала 32° и на глубине 40 см. до 18°.

В тех местах, где снежный покров отличается постоянством и мощностью, напр., в Северо-Западной Области, влияние его начинает заметно сказываться на температуре почвы, начиная со середины ноября и особенно сильно в январе. Так, для Слуцка на глубине 20 см. имеем следующие температуры для почвы, покрытой естественным покровом, и почвы обнаженной:

	Окт.	Нояб.	Дек.	Янв.	Февр.	Март.	Апр.	Май.
Почва с ест. покр.	5.6°	1.3°	0.5°	—0.4°	—0.1°	0.0°	1.1°	9.6°
Обнаж. почва.	3.9	—1.6	—5.4	—9.2	—6.4	—3.1	2.3	10.0
Разность	1.7	2.9	5.9	8.8	6.3	3.1	—1.2	—0.4

Таблица эта показывает, что время наступления минимальной температуры для почвы с естественным покровом сильно запаздывает; так, средняя температура марта здесь всего лишь на 0.4° выше январьской температуры; в то же время для обнаженной почвы мартовская температура уже на 6.1° выше январьской; весеннее повышение температуры почвы под снежным покровом сильно замедляется вследствие таяния снега.

Снежный покров в значительной мере предохраняет почву от промерзания; напр., по наблюдениям в Лесном, в феврале почва обнаженная промерзает до глубины 1.35 м., тогда как под снежным покровом промерзание не идет глубже 40 см.

Естественный покров, понижая летнюю температуру и повышая зимнюю по сравнению с обнаженной почвой, уменьшает тем самым

амплитуду годовых колебаний температуры почвы. Так, наблюдения в Лесном дают следующие значения годовых амплитуд на разных глубинах:

	20 см.	80 см.
Естественный покров	17.3°	11.6°
Обнаженная почва	30.5	21.3
Разность	13.2	9.7.

При этом оказывается, что уменьшение годовой амплитуды обусловлено главным образом повышением минимальной температуры под естественным покровом.

В южных губерниях снежный покров не отличается таким постоянством, такой продолжительностью и мощностью, как на севере; вследствие этого влияние его на температуру почвы сказывается значительно слабее; при этом надо иметь в виду еще и то обстоятельство, что вследствие частых смен оттепелей и морозов на юге, снег здесь уплотняется, теплопроводность его увеличивается, а защитное действие уменьшается.

Приводимая ниже таблица дает нам тепловой баланс верхних слоев почвы (до 160 см.) в среднем за 15 лет для Лесного, согласно расчетам проф. Любославского. Здесь приход и расход тепла разделен по месяцам, причем числа с плюсом обозначают приток тепла в мал. калориях для столба почвы в см.², числа с минусом — расход; месячный приход или расход тепла рассчитан от 15-го числа предыдущего месяца до 15-го следующего; так, напр., приток тепла июнь—июль означает приход от 15/VI до 15/VII.

Тепловой баланс верхних слоев почвы для Лесного.

	Обн. почва мал. кал.	Покр. почва мал. кал.	Разность мал. кал.	Обн.—покр. ‰/‰
Дек.—Янв.	—119.5	—48.2	—71.3	—59.7
Янв.—Февр.	—73.6	—39.5	—34.1	—46.3
Февр.—Март	+79.3	—15.6	+94.9	+119.7
Март—Апр.	+181.4	+34.4	+147.0	+81.0
Апр.—Май	+510.9	+421.3	+89.6	+17.5
Май—Июнь	+149.9	+306.1	+143.8	+32.0
Июнь—Июль	+174.7	+169.5	+5.2	+3.0
Июль—Авг.	—111.3	—14.3	—97.0	—87.2
Авг.—Сент.	—300.4	212.9	—87.5	—29.1
Сент.—Окт.	—249.4	—220.8	—28.6	—11.5
Окт.—Нояб.	—249.6	—228.5	—21.1	—8.5
Нояб.—Дек.	—257.4	—120.3	—137.1	—53.3
Год { приход	1396.2	931.3		
расход	1361.2	960.1		

Из таблицы видно, что через столб почвы от поверхности до 160 см. глубины при поперечном сечении в см.² должно пройти 1396.2 калории для почвы непокрытой и 931.3 калории для почвы покрытой для того, чтобы повысить их температуру от минимальной зимней температуры до максимальной летней. Таким образом естественным покровом задержано около 465.0 калорий, что составляет 33% всего годового баланса тепла. От февраля к марту непокрытая почва уже получает 79.3 калории на см.², тогда как почва, покрытая снегом, еще теряет 15.6 калорий. Почва, одетая снегом, не получила таким образом около 100 калорий на каждый см.² поверхности; это количество тепла поглощено нагревающимся и отчасти начинающим таять снежным

покровом. Точно также с марта до апреля покрытая почва не получает 147 калорий, идущих также на нагревание и таяние снега. От мая к июню почва непокрытая получает 449.9 калории, почва покрытая 306.1 калории, т. е. растительный покров утилизирует за это время по крайней мере 32% падающей лучистой энергии в виде тепла или расходует его на испарение. От декабря до января почва непокрытая теряет 119.5 калории, почва покрытая 48.2 калории, т. е. потеря ее на 60% меньше, чем почвы непокрытой.

Наблюдения на Областной сельскохозяйственной станции в Княжем Дворе Новгородской губернии в июле 1922 года показали, что почвы под полевыми культурами обнаруживают более низкие температуры, нежели почвы под паром; в среднем за сутки почва под паром была теплее почвы под пшеницей, овсом и клевером на 6° у поверхности почвы и на 3—4° на глубине 5—10 см. В то же время в час дня при ясной погоде разности температур достигали 15° у поверхности почвы и 3—5° на глубине 10 см.

Влияние леса на температуру почвы. Подобно травяному покрову, лесной полог также задерживает солнечную энергию и уменьшает количество тепла, достигающего земной поверхности; в то же время он защищает почву от охлаждения лучеиспусканием; весной лесные насаждения предохраняют снежный покров от быстрого таяния. Вследствие этого летом лесная почва значительно холоднее почвы на поле, зимою немного теплее; в результате в среднем годовом лесная почва несколько холоднее полевой почвы. Так, наблюдения Прусских лесных станций дают следующие разности температур почвы (поле-лес) для глубины от 0.01 до 1.2 м.:

Разности температур почвы (поле-лес). Пруссия.

Г л у б и н а.		0.01 м.	0.15 м.	0.30 м.	0.60 м.	0.90 м.	1.20 м.
Июль	Сосна	+ 3.5°	+ 3.0°	+ 2.2°	+ 2.7°	+ 2.7°	+ 2.6°
"	Ель	+ 3.3	+ 3.0	+ 2.7	+ 3.0	+ 2.9	+ 2.8
"	Бук	+ 4.3	+ 3.1	+ 3.0	+ 3.2	+ 2.9	+ 2.7
Январь	Сосна	— 0.5	— 0.5	— 0.5	— 0.7	— 0.6	— 0.5
"	Ель	— 0.1	— 0.3	— 0.1	0.0	+ 0.1	+ 0.1
"	Бук	— 0.4	— 0.2	— 0.4	— 0.4	— 0.2	— 0.1
Год	Сосна	+ 1.3	+ 0.8	+ 0.6	+ 0.8	+ 0.8	+ 0.9
"	Ель	+ 1.5	+ 1.2	+ 1.2	+ 1.3	+ 1.2	+ 1.2
"	Бук	+ 1.5	+ 1.0	+ 0.9	+ 1.0	+ 1.0	+ 1.1

В этой таблице даны разности температур почвы на поле и в лесу; поэтому числа с плюсом обозначают, что полевая почва теплее лесной, числа с минусом—полевая почва холоднее. Мы видим, что в летнее время температура почвы в лесу холоднее, чем в поле; наибольшие разности (в среднем 3.2°) имеют место для буковых насаждений, наименьшие (в среднем 2.8°) для сосновых. В зимнее время лесная почва несколько теплее полевой: для сосновых насаждений на 0.5°, для еловых на 0.1° и для буковых на 0.3°. В среднем годовом почва в лесу оказывается холоднее, чем в поле: для сосновых насаждений в среднем для слоя в 1.2 м. на 0.9°, для еловых на 1.3° и для буковых на 1.1°.

Те же наблюдения в лесах Пруссии показывают, что амплитуды годовых колебаний температуры почвы в лесу меньше, чем в поле соответствующие разности даны в следующей таблице:

Разности амплитуд (поле-лес). Пруссия.

Глубины.	0.01 м.	0.15 м.	0.30 м.	0.60 м.	0.90 м.	1.20 м.	Среднее.
Сосна	6.8°	4.7°	3.3°	3.7°	3.5°	3.0°	4.2°
Ель	4.4	4.2	3.2	3.0	2.9	2.8	3.4
Бук	7.1	3.5	3.7	3.4	3.0	2.7	3.9

В среднем амплитуды наиболее понижены в сосновом лесу (на 4.2°) и меньше всего в еловом (3.4°).

Глубина промерзания почвы в зимнее время оказывается в лесу меньше, чем в поле; полевая почва промерзала в среднем на 13 см. глубже, чем в сосновом лесу, на 2 см. глубже, чем в еловом лесу, и на 9 см. глубже, чем в буковом. Наибольшая глубина мерзлой почвы наблюдалась в поле на глубине 83 см., а в лесу на 57 см.; таким образом наличие леса может сказаться на уменьшении глубины промерзания до 26 см. В почве под лесом крайние температуры наступают позже, чем в почве поля; так, напр., для соснового леса запаздывание составляло 5—10 дней.

Влияние леса сказывается весьма различно на температуре почвы в разные часы суток, что видно из следующих чисел, полученных в июне в Эберсвальде (Пруссия) для соснового леса:

Разности температур в июне (поле-лес).

	0.01 м.	0.15 м.	0.30 м.	0.60 м.	0.90 м.	1.20 м.
4 часа утра (после восхода солнца)	0.9°	2.2°	2.0°	2.7°	2.8°	2.7°
2 часа дня	5.6	5.0	2.2	2.6	2.9	2.7

Таким образом в летнее время лесная почва холоднее полевой не только в дневные, но и в ночные часы. Суточные колебания температуры проникают в почве под лесом на меньшую глубину, чем в поле. Так, согласно наблюдениям за 10 лет на трех станциях Эльзаса-Лотарингии, суточные колебания на поле были заметны до глубины 0.6 м., а в лесу только до 0.3 м. Наблюдения в Баварии показали, что в то время, как слой постоянной суточной температуры в поле начинается на глубине 92 см., в лесу он начинается на глубине 61 см.

Остановимся вкратце на наблюдениях, поставленных в лесах Швеции. Станции были устроены парные (одно отделение в лесу между деревьями, другое—не вдалеке на прогалине) и, кроме того, станции на безлесной равнине; леса—сосновые и еловые. Наблюдения эти велись под руководством Хамберга. В прилагаемой таблице даны разности средних месячных температур почвы на прогалинах и в лесу.

Разности температур (прогалина—лес). Швеция.

Глубина.	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Год.
0.5 м. . .	-0.05°	-0.15°	0.0°	0.7°	2.8°	3.3°	3.3°	2.9°	1.8°	0.9°	0.2°	0.05°	1.3°
1.0 „ . . .	-0.05	-0.15	-0.1	0.3	2.0	3.0	3.15	3.05	2.4	1.35	0.45	0.05	1.3
2.0 „ . . .	0.55	0.45	0.3	0.35	0.8	1.5	1.75	1.9	1.6	1.45	0.95	0.7	1.05

В среднем годовом температура почвы в лесу на всех измеренных глубинах ниже на 1.05°—1.3°, чем на прогалине; при этом в летние месяцы разность достигала 3° и только в январе—марте почва в лесу на глубинах 0.5—1.0 м. была несколько теплее, чем на прогалинах. Крайние температуры почвы наступали в лесу несколько позже, чем на прогалинах. Что касается различий в температуре почвы на прогалинах и на безлесных равнинах, то оказывается, что на глубине 0.5 м. с мая по сентябрь, а на 1.0—2.0 м. с июня по сентябрь температура почвы на лесных прогалинах несколько ниже, чем на равнине, в остальное же время года она на прогалинах выше; однако, разности не превышали $\pm 0.35^\circ$. В среднем годовом температура почвы на прогалинах была на 0.05° выше, чем температура почвы равнин.

Большого внимания заслуживают наблюдения над температурой почвы, поставленные в Боровом опытном лесничестве Самарской губернии в сосновом бору 100-летнего возраста, 0.6—0.7 полноты. Результаты этих наблюдений даны в трудах проф. А. П. Тольского и С. Д. Охлябинина. В среднем за 1904—1910 г.г. получены следующие разности средних месячных температур почвы (поле-лес):

Разности температур (поле-лес). Боровое л-во.

Глубины.	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Год.
0 см.	-0.7°	-0.9°	-0.1°	3.5°	5.1°	5.7°	6.5°	4.8°	3.3°	1.5°	-0.1°	-0.8°	2.32°
10 „	-0.6	-0.6	0.4	3.4	6.0	6.3	6.8	4.6	2.5	0.2	-0.5	-0.1	2.57
25 „	-0.5	-0.1	-0.1	3.6	3.0	6.9	7.4	5.1	2.7	-0.1	-1.1	-1.0	2.49
50 „	-1.3	-0.9	-0.5	2.2	7.3	7.0	7.1	5.4	3.2	0.3	-1.3	-1.3	2.27
100 „	-0.6	-0.4	-0.4	0.9	6.0	6.2	6.5	5.4	3.9	1.7	-0.1	-0.5	2.39
200 „	0.3	0.1	0.1	0.2	3.6	4.8	5.3	4.9	4.1	2.7	1.1	0.2	2.32

Климатические условия Самарской губернии совершенно отличны от таковых Пруссии и Швеции. Здесь при резко выраженном континентальном климате влияние леса сказывается значительно резче. Как в среднем годовом, так особенно в летнее время года, почва в лесу оказывается холоднее почвы в поле; при этом в мае—июле разности доходят до 7° и более. Лишь в холодное время года с ноября по март лесная почва до глубины 150 см. оказывается теплее, чем почва на поле. Летом почва прогревается на 20° в лесу до 8 см., а в поле до 82 см., прогревание на 15° распространяется в лесу до 50 см., а в поле до

160 см. Что касается промерзания почвы, то в среднем за 7 лет промерзание лесной почвы доходит до 105 см., а полевой до 115 см.; приведенные глубины в отдельные годы могут сильно отличаться.

В том же лесничестве были поставлены сравнительные наблюдения над температурой почвы на лесосеке постепенной рубки, с которой была убрана треть всей древесной массы, и в смежном нетронutom сосновом участке. Температуры почвы в этих насаждениях отличались от температуры полевой почвы в летнее время на следующие величины (поле - лес):

Глубины.	Нетрон. лес.	Лесосека.
0 см.	5.3°	4.8°
10 "	6.1°	4.9°
25 "	6.1°	5.2°
50 "	6.1°	5.3°

Таким образом выборка одной трети древесной массы заметно понижает разности температур, приближая температуру почвы в лесу к температуре на поле.

Одновременные наблюдения в Лесном в 1922 году над температурой почвы на открытой площадке, а также под пологом, образованным густыми 12-летними еловыми и дубовыми насаждениями, показали, что в июле в среднем за три срока наблюдений наружные слои лесной почвы (0—10 см.) на 5° холоднее почвы открытой, на глубине 40 см. соответствующая разность составляла 3°. В ясные июльские дни эти разности были еще больше; на поверхности почвы температура лесной почвы была на 7° холоднее; в час дня разность в среднем за весь месяц составляла для поверхности почвы 10°, а в ясные дни даже 14°, для глубины в 5 см. разность составляла 8° (в ясные дни 11°), для 10 см. она была 6° и для 40 см. 3° (в ясные дни соответствующие разности были на этих глубинах приблизительно те же). В отдельные дни разности были значительно больше. Так, напр., для 17 июля в час дня наблюдения дали следующие температуры:

Г л у б и н ы.	0 см.	5 см.	10 см.	40 см.
Открытая почва	45.8°	29.6°	24.0°	15.6°
Почва под дубками	22.8	16.4	14.7	12.6
Разность.	23.0	13.2	9.3	3.0

На основании наблюдений в почве лесной и полевой, Шуберт дает для Пруссии следующие месячные суммы тепла, проходящие в почву через см.²:

Месячные суммы тепла в кал. на см.² (Пруссия).

	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.
Поле.	—300	—166	—9	353	498	469	345	147	—133	—386	—425	—393
Лес.	—232	—140	—41	169	294	356	277	165	—16	—232	—298	—302

Числа эти показывают, что в то время, как полевая почва с начала апреля по конец августа получает на см.² 1850 калорий, лесная почва 1290 калорий, т. е. по сравнению с полевой почвой около 30% всего падающего тепла не достигает лесной почвы; в то же время в период преобладания излучения лесная почва теряет соответственно меньшее количество тепла.

На основании 15-дневных наблюдений температуры почвы через каждые два часа, Шуберт вычислил также суточный баланс тепла для почвы в сосновом лесу и в поле для июня месяца в Эберсвальде:

Приток тепла в почве в кал. на см.² (Эберсвальде, июнь)

	Часы до полудня.						Часы после полудня.					
	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
Поле.	-11.4	-7.0	-2.9	3.1	19.5	16.7	16.0	6.0	-9.0	-10.3	-10.0	-10.7
Сосновый лес	-5.7	-3.4	-2.2	2.0	7.1	5.3	6.7	2.4	-1.6	-4.1	-2.7	-3.8

Наибольший приток тепла имеет место от 8 до 10 час. утра; при этом лесная почва получает всего лишь треть тепла, получаемого почвой в поле; наибольшая отдача тепла почвой происходит от полуночи до двух часов ночи; при этом отдача тепла в лесу вдвое меньше, чем в поле. В общем итоге суточный оборот тепла в почве в летний день составляет 62 калории на см.² в поле и 24 калории в лесу.

Нагревание и охлаждение водной поверхности. Главным источником нагревания обширных водных бассейнов, как и для почвы, является солнечная радиация. Прилежащие более теплые слои воздуха, если и наделяют своим теплом поверхность воды, то лишь в самом ограниченном количестве и при том очень медленно; объясняется это тем, что объемная теплоемкость воздуха приблизительно в 3000 раз меньше, чем воды. Поверхностные слои воды, постепенно нагреваясь, становятся более легкими и не могут смешиваться с нижними, более плотными слоями. Нагревание вглубь может происходить путем теплопроводности, излучением тепла более нагретыми наружными слоями воды и наконец солнечной радиацией, непосредственно проникающей в эти слои. Вследствие сравнительно малой теплопроводности воды, передача тепла вглубь путем теплопроводности может совершаться лишь очень медленно. Что касается излучения тепла верхними, более нагретыми слоями к нижним слоям воды, то оно крайне ничтожно, так как испускаемые при этом темные лучи быстро поглощаются водою. Таким образом для нагревания более глубоких слоев воды остается еще непосредственное проникновение солнечной радиации вглубь воды. Согласно расчетам В. Шмидта, солнечная радиация, непосредственно проникая в воду, при отвесном падении лучей, может нагреть в течение 1 минуты воду на следующее число градусов:

Глубина.	1 мм.	1 см.	10 см.	100 см.	10 м.
Величина нагревания в мин.	1.4°	0.14°	0.014°	0.0014°	0.00014°

Нагревание более глубоких слоев возможно еще путем смешения воды, вызываемого волнами и морскими течениями.

Немаловажную роль в передаче тепла играет при этом испарение; поверхностные слои воды расходуют значительное количество тепла на испарение, вследствие чего нагревание их замедляется. Для соленой морской воды, особенно в сухом климате, значительное испарение воды с поверхности делает эту воду более соленой и плотной, вследствие чего вода может опускаться вниз и таким образом передавать тепло более глубоким слоям.

Охлаждение воды в ночное время может происходить значительно быстрее в самом деле, поверхностные слои, благодаря излучению тепла, охлаждаются и становятся более плотными; вследствие этого они могут опускаться вглубь и давать начало конвекционным токам, перемещающим воду в вертикальном направлении. Таким образом, охлаждение воды, происходящее у поверхности, может проникать на значительные глубины.

Суточные колебания температуры водной поверхности. Наблюдения показывают, что суточные колебания на поверхности озер умеренных широт невелики. По Форелю для Женевского озера вдали от берега изменения температуры в июле месяце с 7 час. утра до 6 час. вечера составляют всего лишь 1.5° . Того же порядка суточные колебания найдены и для ряда других озер; максимум температуры наступает как у поверхности, так и для более глубоких слоев (до 5 м.) около 3—4 ч. пополудни; минимум на 2—3 часа позже восхода солнца.

В восточной части Средиземного моря под широтой в $32\frac{1}{2}^{\circ}$ суточные колебания составляют в среднем 5° и доходят до глубины в 2 м. Для поверхности открытых морей суточные колебания еще меньше; по большей части амплитуда этих колебаний меньше 0.5 и даже при тихой, ясной погоде она не превышает 1° . Так, в Атлантическом океане амплитуда суточных колебаний около экватора составляет 0.4° , под 30° с. ш. 0.5° , для 36° ю. ш. также 0.5° ; для более высоких широт амплитуда суточных колебаний 0.1° — 0.2° . В то же время амплитуда суточных колебаний температуры воздуха над поверхностью океана значительно больше; в среднем она достигает почти 1° . Для Европейского Северного моря суточная амплитуда для поверхности воды составляет в среднем 0.46° , тогда как для воздуха над морем амплитуда достигает 1.15° . Суточные колебания проникают вглубь в океанах на 15—20 м.

Таким образом мы видим, что океаны, покрывающие около $\frac{2}{3}$ всей земной поверхности, обладают незначительными суточными колебаниями температуры, в среднем порядка 0.5 .

Годовые колебания температуры водной поверхности. В период охлаждения, как сказано выше, охлаждающиеся наружные слои становятся более плотными и опускаются вглубь; таким образом получаются вертикальные конвекционные токи и охлаждение распространяется далеко вглубь. Вследствие этого в конце периода охлаждения вся водная масса имеет приблизительно одинаковую температуру до определенной глубины; так, в глубоких пресноводных бассейнах, если зимы холодны, нижние слои воды имеют температуру $+4^{\circ}$ (температура наибольшей плотности воды) или несколько выше. Средиземное море имеет зимою постоянную температуру до дна соответствующую средней температуре зимы, а именно, в западной части $12\frac{1}{2}^{\circ}$ — 14° и в восточной 15° — 18° .

Что касается летнего нагревания, то оно обусловлено солнечной радиацией, поглощаемой, главным образом, поверхностными слоями и частично, как мы видели, проникающей далее вглубь; это нагревание поверхностных слоев не может сопровождаться вертикальными течениями или конвекцией, так как нагретые поверхностные слои, как менее плотные, остаются в устойчивом равновесии на поверхности. Однако, в теплых и сухих климатах имеет место значительное испарение воды; в результате такого испарения, как мы видели, поверхностные слои соленой морской воды становятся более плотными и могут опускаться вглубь; этим способом испарение может вызвать проникновение тепла

в более глубокие слои. Но вообще говоря, летнее нагревание проникает сравнительно неглубоко.

Благодаря большой теплоемкости воды, малой ее теплопроводности и возможности вертикальной конвекции, амплитуда годовых колебаний на поверхности морской воды невелика и время наступления максимальной и минимальной температур должно сильно запаздывать. Так, напр., для Женевского озера имеем следующий годовой ход температуры на поверхности озера: минимум наступает в феврале и равен 5.2°, максимум в августе и равен 20.1°, амплитуда составляет 14.9°.

Для морей, за исключением экваториальной зоны, максимум в северном полушарии имеет место в августе, минимум в феврале и даже марте. Амплитуда здесь значительно меньше, чем в озерах; она составляет здесь всего лишь 6°—12°, тогда как соответствующая амплитуда температуры воздуха составляет 25°—40°, т. е. приблизительно в 4 раза больше. Во внутренних морях амплитуда годовых колебаний больше, чем в открытых морях; в Балтийском море она составляет 17°, а в Черном 20°—24°.

Что касается океанов, то для них годовые колебания еще меньше.

Для экваториальной зоны годовой ход получается с двумя максимумами и с двумя минимумами в течение года; максимумы наступают здесь вскоре после весеннего и осеннего равноденствий, а именно, в апреле и в ноябре; главный минимум имеет место в августе. Указанный двойной годовой ход температуры воды объясняется тем, что у экватора солнце бывает в полдень в зените два раза в год, а именно, во время весеннего и осеннего равноденствий (20 марта и 22 сентября); наименьшую высоту над горизонтом занимает солнце в полдень под экватором во время летнего и зимнего солнцестояний (21 июня и 21 декабря); в то же время продолжительность дня в течение всего года равна 12 часам. Соответственно этому, суточное количество солнечной энергии, падающее на земную поверхность вблизи экватора, имеет в течение года два максимума и два минимума. Эти колебания отражаются в годовом ходе температуры земной поверхности и температуры воздуха в экваториальном поясе (между 10° с. ш. и 10° ю. ш.). В виду того, что годовые колебания тепла, получаемого у экватора, незначительны, соответствующие амплитуды температурных колебаний также невелики. Для поверхности океана вне экваториального пояса наблюдается уже простой годовой ход, причем в северном полушарии максимум имеет место в тропических широтах в сентябре и даже октябре, в средних и северных широтах в августе; минимум имеет место в марте для тропических широт и в феврале-марте в средних и северных широтах. Время наступления максимальных и минимальных температур с глубиной все более и более запаздывает. Так, на глубине 60 м. минимум наступает почти на месяц позже, чем на поверхности.

Амплитуда годовых колебаний температуры воды на поверхности океанов вблизи экватора наименьшая, затем с увеличением широты возрастает, но для более высоких широт снова уменьшается; это видно из следующей таблички:

Широта	0°	10°	20°	30°	40°	50°
Амплитуда	2.3°	2.4°	3.6°	5.9°	7.5°	4.7°

Годовые колебания проникают вглубь до 200—300 метров.

Распределение температуры в водных бассейнах по вертикали. Существенное значение для распределения температур по вертикали имеет то обстоятельство, что пресная вода при 4° имеет наибольшую

плотность: в то же время для соленой воды наибольшая плотность имеет место при 0° , если содержание соли $2\frac{1}{2}\%$ и при -6° , если содержание соли 4% (максимум концентрации в морской воде).

Рассмотрим раньше всего распределение температуры в пресноводных бассейнах. Здесь необходимо различать два случая: 1) средняя температура воды выше 4° и 2) средняя температура ниже 4° . В первом случае в период преобладания инсоляции верхние слои нагреваются, плотность их становится меньше; получается устойчивое равновесие; на поверхности воды температура наиболее высока, затем температура быстро убывает с глубиной, приближаясь к средней температуре всего столба воды; с некоторой глубины температура вглубь не изменяется; получается так наз. прямое напластование температур. В период излучения тепла водной поверхностью, поверхностные слои при охлаждении становятся более плотными, опускаются вниз, температура стремится к выравниванию, причем температура приближается к некоторой одинаковой температуре во всей толще воды.

Во втором случае, когда средняя температура во всей толще ниже 4° , в период солнечной инсоляции верхние слои вследствие нагревания принимают температуру, приближающуюся к 4° , плотность их, очевидно, возрастает и таким образом, благодаря вертикальной конвекции, температура во всей толще стремится сделаться постоянной. Обратно, в период излучения тепла водной поверхностью, поверхностные слои вследствие охлаждения принимают температуру все более отличающуюся от 4° ; они становятся менее плотными и в результате получается устойчивое равновесие; при этом температура возрастает с глубиной, сначала быстро, затем все медленнее и с некоторой глубины остается почти постоянной; получается так наз. обратное напластование температур.

Амплитуда во всех случаях должна быстро уменьшаться с глубиной и время наступления максимальной и минимальной температур сильно запаздывать. Подвижность водяных масс, вызываемая постоянными течениями и волнениями на поверхности воды, несколько видоизменяет наши теоретические соображения; согласно наблюдениям, амплитуда, как суточных, так и годовых колебаний в водных поверхностных слоях действительно значительно меньше, чем в почве, но, благодаря подвижности воды, амплитуды внутри водных масс оказываются больше, суточные и годовые колебания проникают значительно глубже и запаздывание наибольших и наименьших температур с глубиной меньше, чем в почве.

Значительное влияние на напластование температур оказывает также ветер, особенно если он дует долгое время в одном и том же направлении. Ветер, дующий от берега, производит нагон нагретой воды от берега к середине водоема; взамен нее у берегов на поверхность поднимается с глубины более холодная вода; наоборот, ветер, дующий в течение долгого времени к берегу, сопровождается нагоном нагретой поверхностной воды с середины водоема к берегам. Смена таких ветров может сопровождаться значительными колебаниями температур воды.

Различают три типа озер с пресной водой.

1) Тип тропический; здесь средняя температура выше 4° ; на больших глубинах температура постоянная и выше 4° . Зимой во всей толще имеет место постоянная температура; летом температура в направлении вверх значительно возрастает, особенно в поверхностных слоях; примером может служить Женевское озеро.

2) Тип средних широт; здесь летом имеет место высокая температура, зимою температура на поверхности спускается ниже 0°; в этом случае температура с некоторой глубины оказывается очень постоянной и одинаковой по вертикали; летом в верхних слоях температура быстро повышается к поверхности, зимою, напротив того, понижается; к этому типу относятся Ладожское и Цюрихское озера.

3) Полярный тип; здесь средняя температура воды в течение большей части года ниже 4°. На глубинах и здесь температура очень равномерная и постоянная: летом по всей глубине температура одинакова, вследствие конвекции; зимой в наружных слоях температура, по мере приближения к поверхности, понижается; одним из таких озер является Байкал.

В связи с тем, что наибольшую плотность соленая вода имеет при температуре ниже 4°, в океанах в самых нижних слоях вблизи дна держится температура ниже 4°; в тропических океанах температура у дна около 2° выше нуля, в полярных океанах около —2°. Столь низкая температура на дне тропических океанов вызывается медленным перемещением глубинных вод из полярных стран; это перемещение представляет собою одну ветвь общей циркуляции океанической воды: у поверхности океанов имеет место перемещение воды от экватора к полярным странам, далее в полярных странах господствуют по преимуществу нисходящие движения холодных масс, у дна перемещение вод из полярных стран к экватору и, наконец, в тропических океанах преобладают восходящие течения; таким образом мы имеем замкнутую, очень медленно протекающую циркуляцию океанических вод.

Для морей, представляющих собою замкнутые водоемы, соединяющиеся с океанами узкими проливами, напр., для Средиземного моря, имеет место довольно значительное прогревание вод; вода здесь во всей своей массе сравнительно теплая; эти моря приближаются к типу тропических озер.

Температура рек определяется особенностями их происхождения, а также быстротою течения. Горные реки летом сравнительно холодны, зимою температура их близка к температуре воздуха. Озерные реки, текущие из озер, как, напр., Нева, летом вообще холодны. Равнинные реки имеют температуру, близкую к температуре воздуха. Чем быстрее течение рек, тем равномернее распределение температуры воды по вертикали; лишь в случае очень медленного течения, в реках получается напластование температур, аналогичное прямому или обратному напластованию температур озер и морей.

Температура источников и родников вполне определяется температурой тех слоев почвы, по которым они текут.

Различия в тепловом режиме твердой и жидкой оболочки земли. В то время, как летом нагревание в почве доходит вглубь до 14—20 м., во внутренних морях средних широт оно достигает 100—150 м. и в более южных широтах даже до 300 м.; принимая во внимание, что объемная теплоемкость воды приблизительно вдвое больше объемной теплоемкости почвы, нетрудно видеть, что в водной массе накапливается при одинаковом объеме и одинаковом нагревании вдвое больше тепла, чем в суше.

Зимою, как мы видели выше, температура в почве повышается с глубиною и в декабре и январе на глубине 8 м. имеем максимум температуры; в то же время в воде температура до значительной глубины остается зимою постоянной. Летом, напротив того, температура как в почве, так и в воде, понижается с глубиною, но в почве понижение

это происходит быстрее. Возьмем для сравнения наблюдения для Тифлиса и для Женевского озера. Температуры здесь на разных глубинах следующие:

	Т и ф л и с.			Женевское озеро.		
	Поверхн.	6½ м	Разность	Поверхн.	10 м.	Разность
Январь	0.4°	15.2°	14.8°	5.4°	5.3°	0 1°
Июль	31.3	13.8	17.5	20.6	17.3	3 3

Годовые колебания температуры на одинаковых глубинах в воде больше, чем в почве (за исключением самых поверхностных слоев); так, наша табличка показывает, что на глубине 6½ м. годовая амплитуда составляет около 1.4°, в воде же на глубине 10 м. она составляет около 12.0°. Из той же таблички нетрудно видеть, что, начиная с некоторой глубины, вода зимою вообще холоднее и летом теплее, чем суша.

Годовой оборот тепла во внутренних морях. Вычисления показывают, что Женевское озеро от лета к зиме отдает воздуху около 350000 больших калорий на каждый м.² поверхности; это количество тепла способно нагреть столб воздуха того же поперечного сечения и высотой в 640 м. на 10°. В то же время Боденское озеро отдает 250000 б. калорий. Балтийское море отдает воздуху от августа до ноября 137000 б. калорий и, кроме того, еще зимою 385000 б. калорий, т. е. всего 522000 б. калорий на м.² Благодаря такой значительной отдаче тепла и при том в осеннее время, у Балтийского побережья преобладает мягкая осень. С другой стороны, в виду очень медленного нагревания воды весною, весна здесь отличается сравнительно низкой температурой.

Приведенные числа показывают, что годовой оборот тепла в море в 20—30 раз больше, чем оборот тепла на суше.

Температура более глубоких слоев почвы. Как мы видели выше, суточные и годовые колебания с глубиною постепенно затухают и, начиная с глубины около 20 м. температура почвы не изменяется с течением времени. Чтобы судить о том, как распределяется температура по вертикали в этих более глубоких слоях почвы, производят измерения температуры в рудниках, шахтах, артезианских колодцах и туннелях. Однако, наблюдения эти не дают нам точных сведений о температуре почвы. В этом отношении наиболее точные данные получены в буровых скважинах.

В настоящее время имеется значительное число мест, для которых получены достаточно точные результаты. Все эти наблюдения показывают, что температура в этих слоях с глубиною непрерывно повышается. Наиболее глубокая буровая скважина имеется в Питтсбурге (Западная Каролина); она имеет глубину 2286 м., причем температура на этой глубине оказалась равной 75.9°.

Для суждения о степени повышения температуры с глубиною, пользуются или геотермическим градиентом или геотермической степенью. Геотермическим градиентом называется число градусов, на которое повышается температура при вертикальном опускании вглубь почвы на 100 м.; геотермической же степенью называется число метров, на которое надо опуститься по вертикальному направлению с тем, чтобы температура повысилась на 1°. Геотермическая

ступень вообще не остается постоянной; она весьма различна в различных местностях; это различие обусловлено различием в теплопроводности и теплоемкости пород, а также, весьма вероятно, целым рядом химических процессов, совершающихся внутри почвы и сопровождающихся выделением или поглощением тепла; среди этих процессов, повидимому, значительную роль играют процессы распада радиоактивных веществ, сопровождающиеся выделением тепла. Иногда даже и для соседних пунктов геотермическая ступень может колебаться в самых широких пределах. Так, напр., в южной и северной Дакоте величина ступени колеблется в пределах от 9.5 м. до 24.6 м. в пунктах, находящихся друг от друга на расстоянии всего лишь 50 км. Даже в вечно мерзлых слоях Якутска имеет место повышение температуры с глубиною; так, на глубине 2.1 м. имела место температура — 11.1°, а на глубине 116.4 м.—3.0°. В среднем геотермическую ступень можно принять равной 30—35 м., что соответствует геотермическому градиенту в 3.3°—2.8°. Наблюдения показывают, что вообще геотермическая ступень растет с глубиною. Так, напр., в Шперенберге, вблизи Потсдама, имеем:

Глубина.	Температура.	Геотерм. ступень.
27 м.	9.0°	—
628 "	33.0	25.0 м.
942 "	43.0	31.4 "
1269 "	48.1	64.1 "

Если мы проведем мысленно внутри земли поверхность, соединяющую все точки земли, имеющие одинаковую температуру, то по-

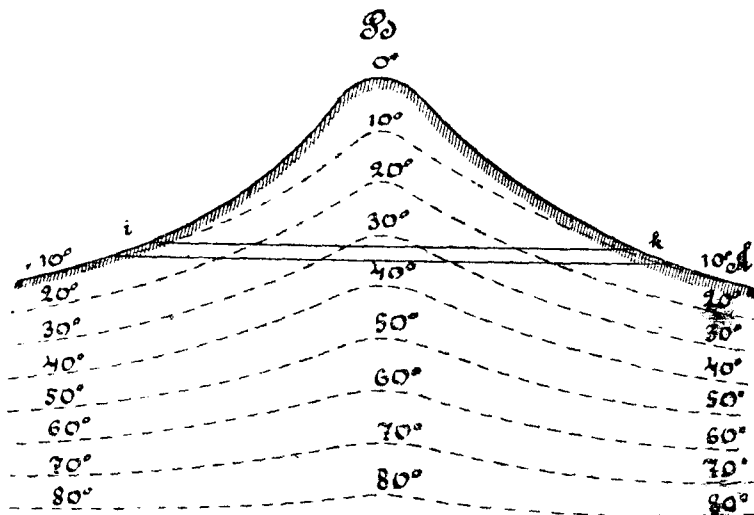


Рис. 38. Изотермические поверхности внутри земли.

лучим так наз. изотермическую поверхность. Если провести ряд таких изотермических поверхностей, соответствующих температурам в 10°, 20°, 30° и т. д., то окажется, что поверхности эти вообще не параллельны между собою; в наружных слоях земли они в общем следуют за ходом рельефа земной поверхности, поднимаясь вдоль склонов гор и опускаясь в долинах и низменностях. На рис. 38 представлен ход таких изотермических поверхностей. Нетрудно видеть, что, если у нас будет прорезан туннель вдоль линии *ik*, то температура, по мере углубления в туннель, должна постепенно возрастать; в средней части температура достигнет приблизительно 35°, а затем начнет

уменьшаться к другому концу. И действительно, при прорытии туннелей в средних частях получаются особенно высокие температуры. Так, при прорытии Симплонского туннеля на расстоянии 2135 м. от поверхности горы температура оказалась равной 53°.

Горячие источники указывают на существование в земной коре температур, близких к температуре кипения воды. Вулканические извержения служат признаком, что на больших глубинах возможны температуры, достаточные для плавления некоторых горных пород. Все эти факты свидетельствуют о том, что в недрах земли должны господствовать очень высокие температуры и что планета наша обладает весьма значительным запасом внутренней энергии.

Г Л А В А VI.

Тепловое состояние нижних слоев земной атмосферы.

Тепловое воздействие земной поверхности на прилежащие слои воздуха. Чтобы выяснить, какая может быть связь между тепловым состоянием почвы и прилежащих слоев воздуха, сравним суточный ход температуры поверхности почвы с суточным ходом температуры смежных с нею слоев воздуха (на высоте 2—3 м. над почвою); для примера возьмем наблюдения в Тифлисе (41°43' с. ш.) и Иркутске (52°16' с. ш.). И те и другие наблюдения показывают, что минимум температуры на поверхности почвы и в прилежащем слое воздуха наступает почти одновременно, а именно, перед восходом солнца; максимальная же температура наступает в воздухе на 1½—2 часа позже, чем на поверхности почвы. Ночью, в течение всего года, температура почвы ниже, чем температура воздуха; при этом зимою разность температур доходит до 1°—2°; летом указанная разность значительно меньше, и обе температуры почти одинаковы. Напротив того, в дневные часы почва значительно теплее воздуха, особенно в летнее время; так, напр., в Тифлисе разность температур летом в дневные часы нередко превосходит 20°, а зимою она доходит лишь до 7°. В Иркутске разность температур летом в дневные часы достигает 10° и более. В отдельные дни, особенно в теплом климате, разность температур может достигать даже 40°; таким образом в среднем за сутки почва оказывается теплее, нежели прилежащий слой воздуха, особенно летом. Что касается амплитуды суточных колебаний, то они проявляются значительно резче в почве, чем в воздухе; так, напр., в Тифлисе летом амплитуда суточных колебаний составляет 31.4° для поверхности почвы и 9.4° для воздуха; зимою соответствующие амплитуды равны 14.0° и 6.8°. Таким образом наблюдения обнаруживают, что в дневные часы почва нагрета сильнее, чем прилежащие слои воздуха; ночью, напротив того, она охлаждена сильнее воздуха; амплитуды суточных колебаний температуры воздуха значительно меньше, чем таковые почвы; наконец, максимальная температура воздуха наступает с запозданием на 1—2 часа. В виду этого ясно, что почва должна оказывать значительное тепловое воздействие на прилежащие слои воздуха, нагревая их в дневные часы и охлаждая в ночное время; указанное воздействие должно быть особенно велико в летнее время и при том в жарком климате.

В лесу, а также под растительным покровом, разности между температурами поверхности почвы и прилежащих слоев воздуха значительно меньше; действительно, такая почва защищена в большей или меньшей мере растительным покровом от солнечного нагревания в дневные часы и излучения тепла в ночное время. Хотя сама растительность под действием солнечной радиации и нагревается сильнее окружающего воздуха, но разность температур сравнительно невелика, так как испарение с листвы защищает ее от значительного нагревания; кроме того, надо иметь в виду, что часть солнечного тепла отражается от растительного покрова. Таким образом тепловое воздействие почвы, покрытой густой растительностью или лесом, на прилежащие слои воздуха должно быть меньше.

Разность температур водной поверхности и прилежащих слоев воздуха значительно меньше, чем для суши. Так, напр., в экваториальной части Атлантического океана поверхность воды в течение круглых суток немного теплее воздуха (всего лишь на $1/2^\circ$); при этом разность температур ночью доходит до 1° , а в полуденное время обе температуры почти одинаковы. В то время, как минимум температуры в воздухе и воде наступает приблизительно одновременно около восхода солнца, максимум наступает в воздухе несколько раньше, чем в воде. Наконец, амплитуда суточных колебаний в воде составляет всего лишь 0.7° , в воздухе же она вдвое больше. Приблизительно такие же соотношения имеют место и для других частей Атлантического океана. Принимая во внимание указанное распределение тепла, нетрудно видеть, что водные поверхности океанов не могут оказывать заметного влияния на суточные колебания температуры прилежащих слоев воздуха: ночью водная поверхность вовсе не оказывает охлаждающего действия на прилежащие слои воздуха, в дневные часы эти слои также вряд ли получают тепло от водной поверхности. Очевидно, суточный ход температуры воздуха зависит, главным образом, от непосредственного поглощения солнечной радиации воздухом и от непосредственного излучения его в мировое пространство; вследствие этого суточные колебания температуры воздуха над океанами незначительны, но все же больше, чем температурные колебания воды; этим же объясняется и то обстоятельство, что максимум температуры воздуха над океаном наступает значительно раньше, чем на поверхности воды.

Согласно расчетам Кинга, поглощение солнечной радиации воздухом вызывает нагревание его на 0.015° в час в том случае, если воздух свободен от пыли; в то же время для воздуха над сушей, при среднем содержании пыли, нагревание должно быть, примерно, в 6 раз больше и составлять почти 0.1° в час. Эти расчеты показывают, что воздушные слои, лежащие над водной поверхностью и содержащие водяные пары, а также частички соли могут нагреваться непосредственно солнечной радиацией до наблюдаемой здесь температуры и максимум температуры должен иметь место около полудня, т. е. одновременно с максимумом солнечной радиации.

Обратимся теперь к годовым колебаниям температуры. В более северных широтах почва значительную часть года покрыта снежным покровом и в зимние месяцы температура на поверхности снежного покрова оказывается ниже температуры прилежащего слоя воздуха. Так, напр., в Слуцке (под Ленинградом) поверхностные слои почвы в марте в среднем на 1.6° холоднее воздуха; такое понижение температуры происходит вследствие сильного лучеиспускания снежного покрова, действующего в свою очередь охлаждающе на прилежащие слои воздуха. Напротив того, в июне месяце почва в среднем на 4°

теплее воздуха. В более южных странах, где зимою нет постоянного снежного покрова, температура почвы оказывается выше температуры воздуха даже и в зимние месяцы. Так, напр., в Тифлисе средняя июльская температура почвы на 7.8° выше таковой воздуха, а в декабре она выше на 0.2° . Для Джайпура в центральной Индии имеем те же соотношения, причем разности температур достигают в марте 6.6° , в декабре 2.6° , в среднем за год 4.6° .

Приведенные примеры показывают, что и в годовом ходе температуры обнаруживается значительное тепловое воздействие со стороны почвы на прилежащие слои воздуха; годовые колебания в количествах солнечного тепла, получаемого земной поверхностью, обуславливают годовой ход температуры почвы, и эти последние в значительной мере воздействуют на тепловое состояние воздуха и на годовые колебания его температуры.

Поверхности морей и озер в среднем теплее прилежащих к ним слоев воздуха; таким образом последние должны получать тепло от водных поверхностей. Однако, указанный приток тепла может иметь место лишь до тех пор, пока поверхность воды остается в жидком состоянии. Как только она замерзает и покрывается слоем льда, она действует уже подобно снежному покрову и уже вызывает охлаждение прилежащих слоев воздуха.

Изложенные соображения и примеры приводят нас к следующим выводам: 1) почва оказывает сильнейшее воздействие на суточный ход температуры прилежащего слоя воздуха; действие ее на годовой ход температуры воздуха значительно слабее; 2) водная поверхность почти не оказывает влияния на суточный ход температуры прилежащего слоя воздуха, в годовом же ходе влияние ее оказывается значительным.

Рассмотрим теперь, каким образом осуществляется тепловое воздействие земной поверхности на прилежащие слои воздуха. Для этого обратимся раньше всего к процессам охлаждения воздуха ночью и в зимнее время. Благодаря значительному лучеиспусканию, поверхность почвы сильно охлаждается; это охлаждение передается путем теплопроводности лежащим над нею воздушным массам; кроме того, охлаждение происходит вследствие непосредственного излучения тепла воздушными массами. Наиболее сильно охлаждаются нижние, прилежащие к самой поверхности почвы, массы воздуха; как наиболее охлажденные, они должны быть и наиболее плотными. В результате температура воздуха по мере поднятия должна постепенно повышаться. В ясную, тихую морозную погоду процесс охлаждения может развиваться весьма энергично и распространяться на значительную толщу атмосферы. Массы воздуха располагаются при этом горизонтальными слоями так, что плотность их с высотой быстро убывает; при этом получается устойчивое равновесие воздушных масс. Указанное охлаждение не только не дает начала каким-либо движениям воздуха; напротив того, оно даже умеряет имевшие место в дневные часы воздушные течения и создает к середине ночи почти полное затишье.

В дневные часы, особенно летом, когда солнечная инсоляция преобладает над излучением, начинает развиваться процесс передачи тепла от почвы прилежащим воздушным массам. Почва в это время нагревается значительно сильнее, чем воздух. Слои воздуха, непосредственно соприкасающиеся с нагретой почвой, нагреваются путем теплопроводности и, в меньшей мере, путем лучеиспускания почвы; они становятся более легкими и начинают подниматься небольшими струйками вверх, освобождая место для более холодных и плотных масс, опускающихся вниз.

Как увидим ниже, прилежащие к почве слои воздуха становятся легче вышележащих слоев, если температура воздуха падает с высотой всего лишь на 0.03° — 0.04° на каждый метр; даже и при падении температуры на 0.01° на каждый метр уже наступает неустойчивое равновесие и при благоприятных условиях развиваются восходящие и нисходящие токи. Такое распределение тепла в самых нижних слоях возможно даже при сравнительно ничтожном нагревании воздуха со стороны почвы. Итак, в дневные часы, в нижнем слое воздуха образуется вертикальная тепловая конвекция, охватывающая тем более мощные слои воздуха, чем сильнее нагревается почва и прилежащие к ней массы воздуха. Поднимающиеся струйки нагретого воздуха не отдают всего тепла вышележащим слоям воздуха; часть его они теряют вследствие того, что, поднимаясь вверх и попадая в слои воздуха, где давление меньше, они должны соответственно расширяться; при этом расширении, как увидим ниже, они должны охлаждаться приблизительно на 0.01° на каждый метр поднятия (при условии, что содержащиеся в воздухе водяные пары при этом охлаждении не начинают сгущаться, в противном случае охлаждение должно быть значительно меньше). Нагревание воздуха постепенно распространяется вверх и если верхние массы воздуха имеют достаточно низкую температуру, то вертикальная конвекция может охватить значительную толщу атмосферы. В ясные летние дни при тихой спокойной погоде нагревание это, имеющее место изо дня в день, может распространиться на значительные высоты; при этом температура с высотой должна понижаться.

В результате мы приходим к следующим положениям: 1) значительные суточные колебания температуры почвы постепенно передаются прилежащим слоям воздуха; 2) время наступления максимальных и минимальных температур в воздухе должно с высотой запаздывать, 3) амплитуды суточных колебаний должны уменьшаться с высотой сначала быстро, а затем на больших высотах медленнее; 4) ночью обычно самые нижние слои наиболее холодны и температура до некоторой высоты растет по мере поднятия; 5) днем обычно температура воздуха с высотой падает, по крайней мере летом, причем в самых нижних слоях в околополуденные часы падение температуры достигает на каждый метр поднятия 0.01° и больше.

Для подтверждения полученных нами выводов воспользуемся наблюдениями над температурой воздуха, произведенными в Париже на высоте 2 м. от поверхности земли и на высоте 302 м. на вершине Эйфелевой башни. Наблюдения эти показали, что суточные амплитуды с высотой уменьшаются; так зимою, амплитуда внизу составляла 4.2° , вверх 1.6° ; летом соответствующие амплитуды были 9.1° и 5.0° . Время наступления крайних суточных температур в среднем за год вверх имело место на $1\frac{1}{2}$ часа позже (летом почти на 2 часа). Можно считать, что в первом приближении суточные колебания температуры распространяются в воздухе до 1000 м. высоты, тогда как в почве, как мы видели выше, они ограничиваются 1 м. Дневные наблюдения обнаружили действительно падение температуры с высотой: так, напр., для средней температуры в 3 часа дня имеем:

	2 м.	302 м.	Падение т-ры на 100 м.
Зима	4.9°	2.9°	0.70°
Лето	21.5	18.5	1.00
Весна и осень	17.4	14.9	0.84.

В ночные и ранние утренние часы наблюдения на Эйфелевой башне обнаруживают повышение температуры с высотой, как это видно из следующих чисел:

	2 м.	302 м.
Зима (6 час. утра)	0.8°	1.2°
Лето (4 часа утра)	12.6	13.5
Весна и осень (5 час. утра) . . .	8.0	9.9

Особенно значительные повышения температуры в ночные часы имеют место в самых нижних слоях воздуха. Так, напр., наблюдения Юхлина в Упсале дали следующее распределение температуры ночью над снежным покровом: .

Высота над снегом . . .	0 см.	3 см.	50 см.	740 см.
Температура	-17.7°	-15.7°	-14.1°	-12.2°

Точно также для Лесного в ясную летнюю ночь наблюдались следующие температуры на разных высотах над растительным покровом:

Высота над травой.	0 см.	5 см.	35 см.	300 см.
Температура	0.8°	2.4°	4.8°	6.5°

Наблюдения эти дают в слое толщиной в 3—7 м. повышение температуры в ночное время на 5°—6°.

Методы определения температуры воздуха. Для измерения температуры воздуха применяются обычные ртутные термометры; помощью этих термометров можно отсчитывать температуру только до -39° (температура замерзания ртути). Для измерения более низких температур, нередко имеющих место в воздухе в холодных климатах, пользуются спиртовыми термометрами. Почти повсюду (кроме Англии и Соединенных Штатов Америки) применяются термометры Цельзия. Термометры обычно отсчитываются с точностью до 0.1° и потому должны быть заранее проверены в центральном метеорологическом учреждении и снабжены таблицей поправок. Однако, в термометрах иногда с течением времени точка нуля смещается (обычно повышается); вследствие этого, время от времени следует проверять точку нуля термометра, помещая его в чистый тающий лед и отсчитывая соответствующее его показание.

Для того, чтобы термометр показывал температуру, возможно более близкую к температуре воздуха, и чтобы наблюдения в различных

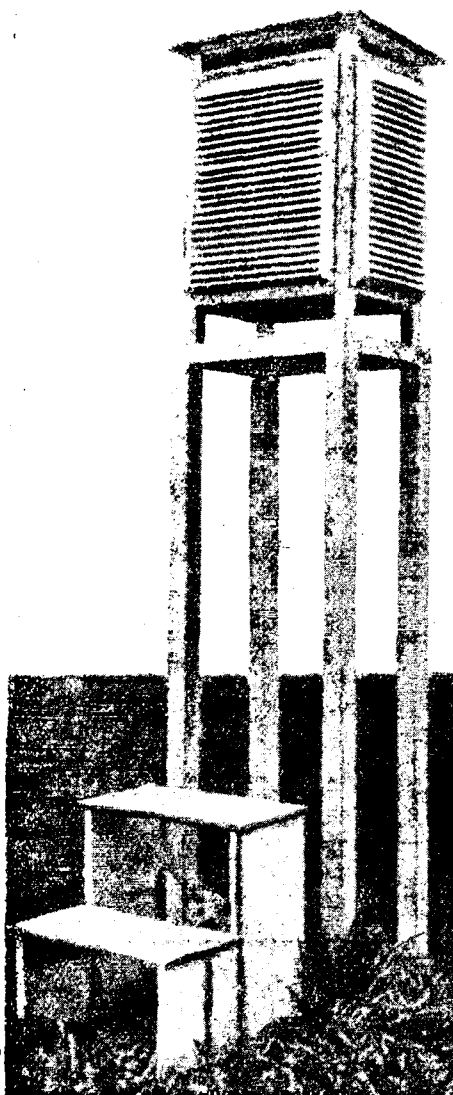


Рис. 39. Общий вид английской будки.

местах и в различное время были сравнимы между собою, термометр должен быть защищен от непосредственного действия солнечной радиации, а также от излучения окружающих предметов, температура которых может отличаться от температуры воздуха; он должен быть также защищен от падающих осадков (дождя или снега), наконец должен быть обеспечен совершенно свободный доступ воздуха из тех слоев атмосферы, температуру которых измеряют. Для удовлетворения указанным условиям термометры помещаются в особых защитах. В настоящее время у нас в Союзе, а также в большинстве других стран, применяются в качестве защиты так наз. английские будки.

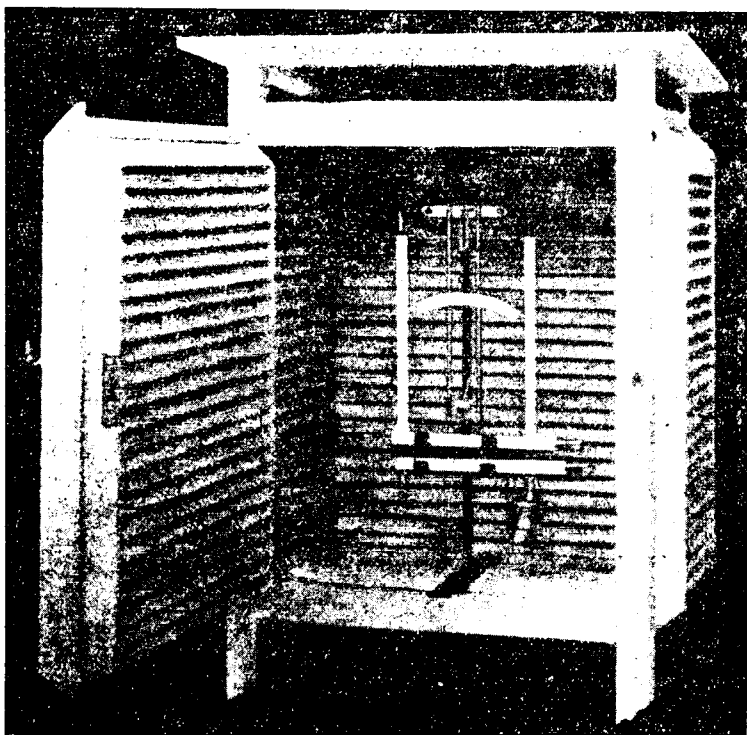


Рис. 40. Внутренний вид будки.

Общий вид такой будки дан на рис. 39: это—довольно обширная, хорошо продуваемая будка со стенками из двойных жалюзи, снабженная двойной крышей; северная стенка служит также и дверцей. Будка устанавливается на такой высоте, чтобы шарик термометра приходился на высоте 2 м. над земной поверхностью. Рис. 40 дает внутренний вид будки.

Английская будка во многих случаях с большим успехом может быть заменена психрометром Ассмана (рис. 41); в этом приборе имеются два термометра—сухой и смоченный (о втором термометре, служащем для измерения влажности, см. ниже о влажности воздуха). Резервуары термометров заключены в металлических оправках f и f_1 с двойными стенками; оправы соединены общей трубкою с вентилятором m ; помощью особой пружины вентилятор приводится в быстрое вращение и всасывает наружный воздух, который проходит мимо резервуаров термометров.

При походных наблюдениях весьма удобно пользоваться так наз. термометром-пращем; он представляет собою обыкновенный термометр, имеющий сверху небольшое колечко, к которому прикрепляют шнур. На этом шнуре термометр приводится в быстрое вращение на подобие прача. Резервуар термометра направлен наружу и при движении приходит в соприкосновение с большими массами воздуха, температуру которых он должен измерять. Термометр-пращ очень быстро принимает надлежащую температуру.

Кроме указанных термометров применяются еще ртутный максимальный и спиртовой минимальный термометры, отмечающие крайние значения температуры за данный промежуток времени. Максимальный термометр отличается от обыкновенного ртутного тем, что внутри капиллярной трубки вблизи резервуара проходит стеклянный волосок, вследствие чего отверстие капилляра сужено; термометр устанавливается горизонтально; когда температура повышается и ртуть расширяется, соответствующее количество ртути входит в капилляр через указанное сужение; когда же температура начинает понижаться, то ртуть из капилляра не возвращается в шарик термометра, а остается в капилляре; таким образом максимальный термометр показывает высшую температуру.

Минимальный термометр имеет внутри термометрической трубки стеклянный штифтик с головками на концах (рис. 42). Этот штифтик остается все время в спирту; при повышении температуры спиртовой столбик удлиняется и, при горизонтальном положении термометра, штифтик остается на месте; при понижении температуры спиртовой столбик укорачивается и когда конец столбика приходит в соприкосновение с головкой штифта, последний увлекается поверхностной пленкой спирта в сторону резервуара термометра; следовательно, конец штифтика, более удаленный от резервуара термометра, покажет низшую температуру за данный промежуток времени.

Самопишущие приборы. Для суждения о непрерывных изменениях температуры, давления и других метеорологических элементов, служат самопишущие приборы, которые записывают свои показания на перемещающейся ленте. В каждом самописце имеется того или другого устройства приемник, снабженный подвижной частью. Подвижная часть, под влиянием изменений тех или других метеорологических элементов, изменяет свое положение. Эти перемещения системой рычагов и шарниров передаются особому перу, которое пишет на бумажной ленте. Лента накручена на цилиндр или барабан, приводимый часовым меха-



Рис. 41. Психрометр Ассмана.

низмом в равномерное вращательное движение. Если показания прибора остаются неизменными, то перо пишет на ленте прямую линию; если же показания прибора изменяются, то перо пишет кривую, по изгибам которой судят об изменениях данного элемента. Такой самописец относится к типу механически регистрирующих приборов.

Иногда перо не чертит непрерывной кривой; оно не касается бумажной ленты, но лишь через определенные довольно короткие промежутки времени, напр., через одну или две минуты, перо прижимается к бумаге и таким образом оставляет на бумаге ряд точек. Прижатие производится помощью электромагнита, в котором через определенные промежутки времени замыкается электрический ток; это — электрически регистрирующие приборы.

Наконец, существуют еще фотографически регистрирующие приборы. Здесь подвижная часть снабжена зеркальцем, на которое направляется пучек света. Отраженный пучек света падает на перемещающуюся фотографическую бумагу и отмечает на ней все отклонения зеркальца; на этой бумаге после проявления получается непрерывная кривая.

Для регистрации температуры воздуха служат термографы; наиболее распространенный тип термографа — это термограф Ришара (рис. 43). Часть прибора, воспроизводящая изменения температуры, представляет собою тонкостенную изогнутую латунную трубку (см. справа), наполненную толуолом; вследствие того, что толуол расширяется сильнее, чем латунь, трубка при повышении температуры стремится увеличить свой объем и потому слегка распрямляется; при понижении температуры она, напротив, должна уменьшить свой объем и еще более согнуться; так как верхний конец трубки закреплен неподвижно, то указанные изменения отражаются на свободном конце трубки, изменяющем свое положение; эти изменения системой рычагов передаются перу; перо пишет кривую на бумажной ленте, накрученной на вращающемся барабане. Рисунок 44 дает нам образец записи термографа.

На том же принципе основано устройство почвенного термографа. В этом термографе (рис. 45) приемником служит цилиндрический латунный сосуд, наполненный толуолом, он закапывается на желаемую глубину. Этот приемник посредством тонкой металлической трубки соединяется с тонкостенным резервуаром только что описанного термографа Ришара для записи температуры воздуха. Все изменения температуры почвы будут влиять на этот резервуар, заставляя его распрямляться при повышении температуры и сгибаться при ее понижении, а также и на пишущее перо, заставляя его подыматься или опускаться. Так как соединительная трубка проходит в верхних слоях почвы и частью в воздухе, она может иметь температуру, отличающуюся от температуры исследуемого слоя почвы, и таким образом искажать показания термографа. Для устранения такого рода погрешности имеется вторая тонкая трубка таких же размеров, как и первая, но только без

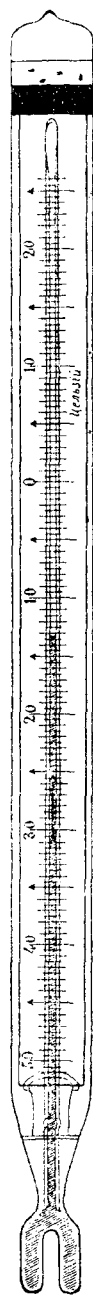


Рис. 42. Минимальный термометр.

цилиндра на конце. Она также закапывается в землю рядом с первой и соединяется со вторым тонкостенным резервуаром; трубка и резервуар также наполнены толуолом. Второй резервуар термографа

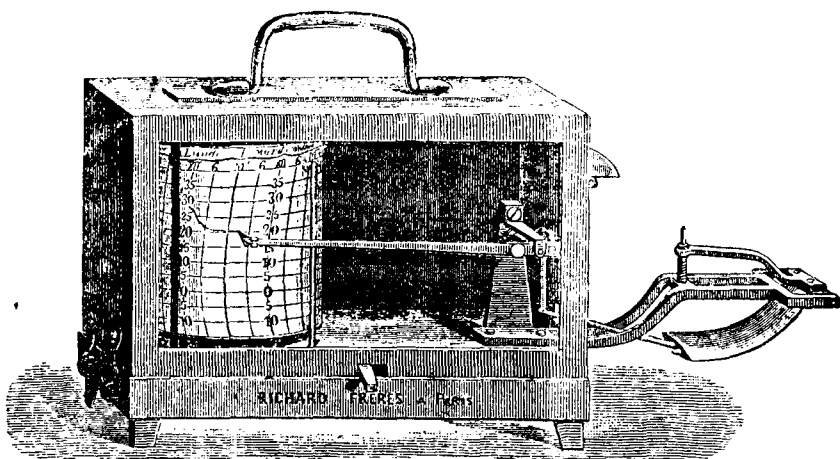


Рис. 43. Термограф Ришара.

соединен с пишущей частью прибора так, что заставляет его совершать движения в противоположном направлении, по сравнению с пер-

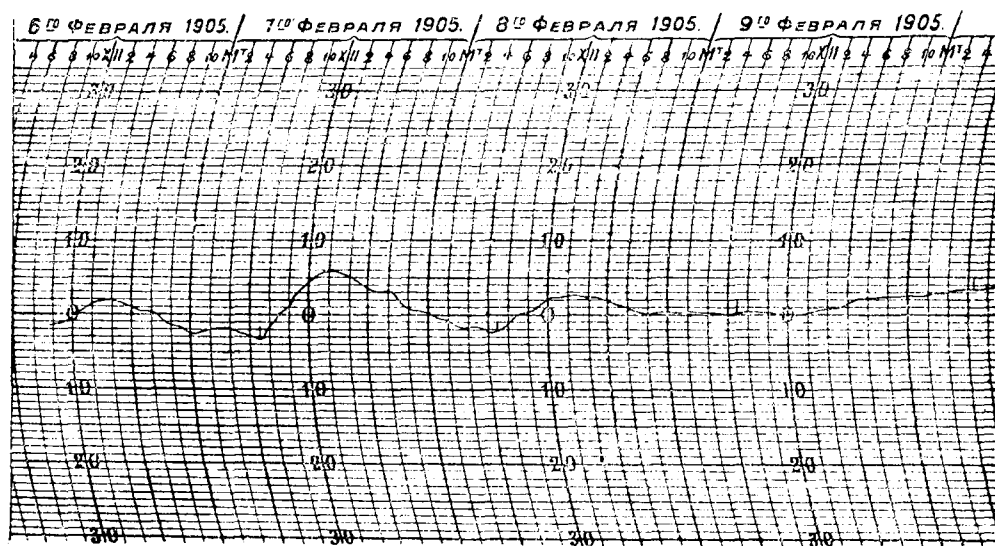


Рис. 44. Запись термографа.

вым; таким образом он компенсирует те перемещения пера, которые вызываются соединительной трубкой первого приемника.

Нередко в термографах приемной частью вместо трубки с толуолом служит металлическая пластинка из двух спаянных между собою металлов, имеющих различный коэффициент теплового расширения; один конец такой биметаллической пластинки закреплен неподвижно, другой конец при изменении температуры перемещается, и эти перемещения передаются системой рычагов подвижному перу.

Записи самопишущих приборов должны быть разработаны. Для этого пользуются срочными наблюдениями, которые дают нам абсолютные величины температуры, тогда как самопишущие приборы дают вариации температур в промежутках между срочными наблюдениями. Из сопоставления непосредственных отсчетов термометров и соответствующих показаний термографа можно найти необходимые поправки или переводные множители, помощью которых по записям можно определить температуру в любой момент. На бумажной ленте нанесен ряд продольных линий, соответствующих различным температурам, и ряд

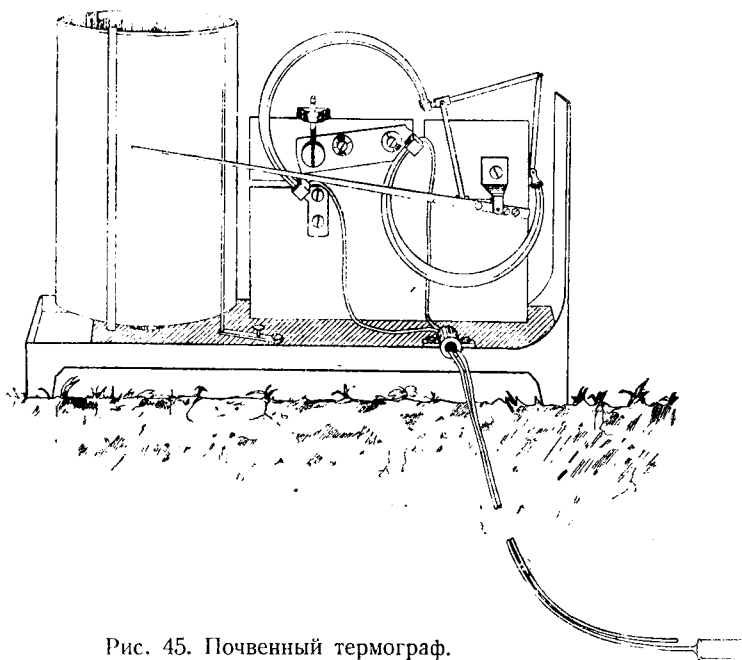


Рис. 45. Почвенный термограф.

поперечных линий, выражающих определенные промежутки времени (рис. 44). При разработке необходимо обращать внимание на ход часов, перемещающих барабан с лентой, и принимать в расчет их запаздывание или ускорение.

Суточный ход температуры воздуха. Наблюдения над температурой воздуха обнаруживают существование суточных и годовых колебаний. Суточные колебания температуры воздуха в общем сходны с таковыми для температуры почвы: около восхода солнца обычно наблюдается наименьшая температура; с восходом солнца температура повышается, в 2—3 часа пополудни достигает максимума, после чего снова понижается до восхода солнца. Такой суточный ход температуры воздуха получается в среднем за довольно длительный промежуток времени, напр., за месяц. Рис. 46 дает нам кривую суточного хода температуры воздуха для Барнаула в июне, октябре и декабре. В отдельные дни возможны более или менее значительные отклонения от этого хода, обусловленные изменениями погоды, а именно, изменениями облачности и ветра, осадками и т. д. Эти возмущения в суточном ходе увеличиваются по мере увеличения широты, так что в высоких широтах неправильности в суточном ходе остаются даже и в средних месячных.

Таким образом суточный ход температуры воздуха обычно получается простой, с одним максимумом и одним минимумом. Разность между максимальной и минимальной температурой дает нам амплитуду

суточных колебаний температуры воздуха. Суточный ход характеризуется амплитудой и временем наступления крайних температур.

Амплитуда суточных колебаний. Амплитуда суточных колебаний зависит от целого ряда причин.

1) Влияние времени года. Полуденная высота солнца над горизонтом не остается постоянной в течение года; она вообще растет

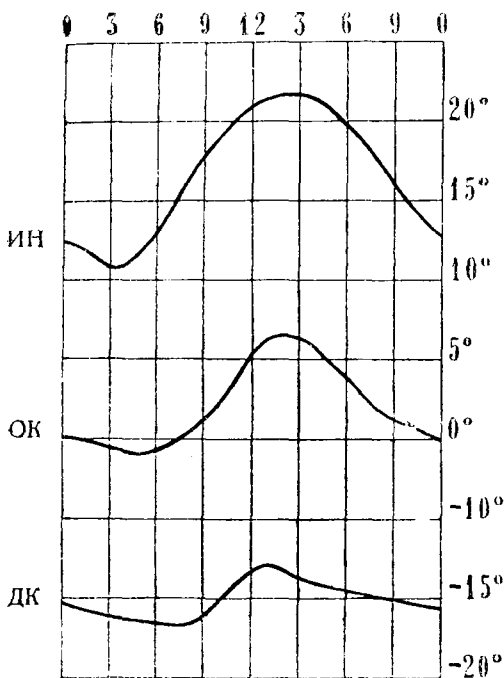


Рис. 46. Суточный ход температуры в Барнауле.

от зимы к лету; наименьшая полуденная высота солнца имеет место во время зимнего солнцестояния (в наших северных широтах) и наибольшая — во время летнего солнцестояния. Соответственно с этим, амплитуда суточных колебаний должна быть больше летом, нежели зимою. Так, напр., в Барнауле суточная амплитуда равна 10.60° в июне и 3.45° в декабре; в Одессе амплитуда составляет 7.2° в августе и 2.0° в декабре.

Вследствие краткости летней ночи в высоких широтах, здесь амплитуда испытывает к лету некоторое уменьшение, по сравнению с весной. Если сравнивать амплитуду суточных колебаний в весенние и осенние месяцы, то оказывается, что при одинаковых полуденных высотах солнца, амплитуда суточных колебаний весной больше, нежели осенью; объясняется это тем, что весной атмосфера

прозрачнее и соответственно этому дневное нагревание и ночное охлаждение интенсивнее, чем осенью. Так, напр., в Нижнем Олчедзеве (Юго-Западная область) максимум амплитуды приходится на май (11.1°), минимум на декабрь (1.7°); точно также для средней Европы максимум амплитуды суточного хода имеет место в мае и составляет 8.9° , минимум амплитуды в декабре 2.8° .

Значительное влияние на изменение амплитуды в разные месяцы года оказывает облачность, особенно в тех местах, где изменения облачности в течение года выражены резко; так, напр., для ряда станций северной Индии максимум амплитуды наступает в марте при средней облачности 2.4^1) и составляет 14.8° , минимум 4.9° в августе при средней облачности 7.5 .

2) Влияние широты места. Полуденная высота солнца над горизонтом увеличивается с уменьшением широты; вследствие этого амплитуда суточных колебаний вообще увеличивается с уменьшением широты; особенно велика должна быть при этом амплитуда там, где местные условия, напр., сухая почва, положение места на высоком плоскогории и проч., благоприятствуют ночному лучеиспусканию и по-

¹) Облачность оценивается 10-балльной системой, причем 0 обозначает ясное небо без облаков, 10 — полную облачность.

нижению температуры. В полярных странах солнце в течение всего дня не поднимается значительно над горизонтом, летние ночи очень коротки или вовсе отсутствуют, зимние же ночи очень длинны и тянутся по несколько суток; вследствие этого амплитуда суточных колебаний здесь вообще малая; в зимнее полугодие, во время полярной ночи, правильные суточные колебания вовсе исчезают. Зато весной в полярных странах амплитуда суточных колебаний довольно значительна. Рассмотрим для примера амплитуды суточных колебаний для ряда станций, имеющих различную широту; при этом приведем среднюю суточную амплитуду за весь год, а также среднюю суточную амплитуду за трехмесячный период с наибольшей амплитудой.

Суточные амплитуды.

	Нагпур, Джабальпур	Аллахабад, Лукнов.	Лагор.	Нукус.	Барнаул.	Свердловск, Богословск.	Форт Рай.	Сагастырь.	Ледн Фран- клин.
Широта	22.1°	26.2°	31.6°	42.5°	53.3°	58.6°	62.6°	73.4°	81.7°
Год	11.7°	12.1°	12.4°	11.8°	8.1°	6.9°	5.3°	2.3°	1.4°
3 месяца	15.4	15.9	15.3	14.5	10.6	9.0	8.7	5.6	4.2.

Заметим, что в первых трех пунктах, расположенных в Индии, не замечается уменьшения амплитуды с увеличением широты; объясняется это тем, что с увеличением широты здесь увеличивается континентальность и сухость климата. В общем же, суточная амплитуда в среднем за год уменьшается от 12.4° до 1.4° при увеличении широты от 31.6° до 81.7°.

3) Влияние подстилающей поверхности. В то время, как над океанами суточные колебания температуры воздуха дают амплитуду в 1—1½°, в азиатских, африканских и американских степях и пустынях амплитуда составляет 14°—16° и достигает даже 20°. В некоторых случаях температура в отдельные дни дает амплитуду до 30°. Обильная растительность, леса и болота обычно понижают амплитуду суточных колебаний; так, напр., для Сибсагара в Ассаме (102 м. над уровнем моря, 26°51' с. ш.), на болотистой равнине с культурами риса и чая, суточная амплитуда в среднем за год равна 7.8° и максимум амплитуды 11.3° в декабре; в то же время для Лукнова посреди большой равнины Ганга (113 м. над уровнем моря, 26°50' с. ш.) средняя суточная амплитуда за год равна 1.25°, в ноябре же она достигает 16.4°. Точно также и в наших широтах влажные, лесистые места дают пониженную амплитуду суточных колебаний.

4) Влияние близости водоемов. Мы видели, как сильно отличаются амплитуды суточных колебаний для местностей среди континентов и местностей среди океанов или на побережьях океанов. Большой интерес представляет также вопрос, какое влияние могут оказывать на суточную амплитуду сравнительно небольшие водоемы, как, напр., Черное или Каспийское море. Влияние близости таких водоемов, как показывают наблюдения, также оказывается довольно значительным. Для иллюстрации сравним амплитуды суточных колебаний в Одессе и Севастополе, расположенных на побережье Черного моря, с амплитудами в Нижнем Олчедаеве (Юго-Западная область) и в Боровом лесничестве Самарской губернии, т. е. в местах, расположенных на запад и восток от Одессы и Севастополя. Приводимые значения амплитуд заимствованы из работы Л. Ф. Рудовица.

Суточные амплитуды.				
	Севастополь.	Одесса.	Н. Олче-даев.	Боровое лесничество.
Январь	2.6°	2.4°	3.0°	4.4°
Июль	5.8	7.2	10.3	14.1.

Пример этот показывает, что суточные амплитуды в Одессе и Севастополе значительно меньше, особенно в летнее время, т. е. близость водоемов оказывает довольно значительное умеряющее действие на суточные колебания температуры воздуха.

5) Влияние рельефа места. Нередко нежные растения вымерзают в долинах и остаются невредимыми на соседних склонах и холмах; охлаждение долин ночью иногда бывает настолько велико, что в юго-восточной Франции перестали сажать масличные деревья, а в провинции Сан-Пауло в Бразилии (23°—28° с. ш.) кофейные деревья; в то же время на склонах и холмах эти культуры вовсе не вымерзают.

Проф. Воейков путем тщательных исследований показал, что причина указанных явлений кроется в том, что амплитуда суточных колебаний температуры воздуха зависит от рельефа места: для выпуклого рельефа (холмы, горы, склоны) суточная амплитуда оказывается пониженной по сравнению с равниной, находящейся по соседству; напротив того, при вогнутом рельефе (долина, котловина) суточные колебания температуры оказываются повышенными. Действительно на вершине горы, выступающей круто вверх, воздух имеет малую поверхность соприкосновения с почвой, от которой он днем получает тепло и которой ночью отдает его. Напротив, в долине, особенно если она закрыта кругом, воздух днем сильно нагревается от соприкосновения с дном и склонами долины и при безветрии застаивается; ночью дно и склоны долины сильно охлаждаются и охлажденный, а потому более плотный, воздух стекает вниз. В глубоких и узких долинах и котловинах условия для развития больших суточных амплитуд менее благоприятны, чем в широких и отлогих; в самом деле, в глубоких и узких долинах и котловинах склоны днем заслоняют долину от нагревания, ночью же лучеиспускание идет к небольшой части небесного свода; кроме того, надо иметь в виду, что, как увидим ниже, воздух, стекающий в долину, постепенно сжимается и вследствие этого нагревается в среднем на 1° на каждые 100 м. опускания; вследствие этого, если воздух спускается с больших высот, то указанное нагревание может быть довольно значительным. Теми же причинами объясняется и то обстоятельство, что на довольно обширных лесных полянах, окруженных со всех сторон густыми лесными насаждениями, амплитуда суточных колебаний может быть значительно больше, чем на соседнем поле; то же самое нередко наблюдается и на лесосеках, а также в местностях, расположенных между опушками леса.

Приведем некоторые примеры: так, во Франции на вершине горы Пюи-де-Дом (1446 м.) амплитуда суточных колебаний в сентябре равна 3°, тогда как в соседней долине, в Клермон-Ферране (365 м.) суточная амплитуда в сентябре составляет 11°. В Алжире в Бискре (равнинная станция) амплитуда в августе равна 17.6°, тогда как в Орлеанвилле на той же высоте в котловине она равна 21.3°. Метеорологическая станция в Нерчинске (Восточная Сибирь) была расположена раньше на холме на высоте 696 м. над уровнем моря, причем амплитуда была 8.3°; позже станция была перенесена в долину на высоте 600 м. над уровнем моря; амплитуда здесь оказалась 9.5°. Точно также станция в Тифлисе была

расположена раньше на возвышенности (460 м.) и суточная амплитуда была 7.8°; затем станция была перенесена вниз в долину реки Куры (409 м.) и здесь амплитуда оказалась равной 8.5°.

Особенно большой амплитуды следует ожидать на обширных высоких плоскогориях более низких широт. Так, напр., в Тибете амплитуда суточных колебаний достигает 20° и более. На Памирском плато (3600—4400 м.) Северцов наблюдал между часами суток, не дающими полной суточной амплитуды, среднюю разность температур в августе 25.7° и в сентябре 25.0°.

В отдельных случаях в пустынях разность температур между восходом солнца и послеполуденными часами может достигать 30°—40°. Так, 25 декабря 1878 года Рольфс наблюдал в Бир-Мильрхе (на юг от Триполиса, на высоте 314 м.) утром—0.5°, после полудня 37.2°; таким образом, разность температур достигала 37.7°. Нередко в пустынях скалы и камни чрезвычайно сильно нагреваются днем; затем после захода солнца они охлаждаются настолько быстро, что с громким треском раскалываются на части. Повидимому, такие резкие изменения температуры в пустынях постепенно раздробляют скалы и обращают их в песок.

На вершинах гор амплитуда суточных колебаний уменьшается с высотой и при том тем быстрее, чем более изолирована вершина и чем меньше масса ее, поднимающаяся вверх. Приведем для иллюстрации следующие числа для Швейцарии:

	Суточная амплитуда (июль—август).	
	Высота.	Амплитуда.
Женева	407 м.	10.6°
Шамуни.	1035 „	14.2
Сан-Бернар	2470 „	4.4
Гран-Муля	3010 „	4.9
Монблан	4810 „	3.5.

Большая амплитуда в Шамуни по сравнению с нижележащей Женевой объясняется рельефом Шамуни, представляющем замкнутую долину, тогда как Женева расположена открыто.

6) Влияние облачности. Нетрудно видеть, что облачность должна оказывать значительное влияние на амплитуду суточных колебаний; именно, с увеличением облачности амплитуда должна уменьшаться. Это видно из следующей таблички, дающей суточные амплитуды при различной облачности:

Облач- ность.	Ленинград.		Севастопо- ль.		Н. Олче- даев.		Нерчинск.		Вена.		Париж.	
	Янв.	Май.	Лето.	Зима.	Лето.	Зима.	Лето.	Дек.	Апр.	Дек.	Апр.	
0	3.6°	10.0°	7.1°	6.1°	14.7°	7.4°	19.8°	4.4°	11.6°	6.5°	15.5°	
10	0.4	3.4	3.6	1.9	4.5	2.3	5.8	1.2	3.9	1.8	4.3.	

7) Влияние снежного покрова. Большое влияние на ночное охлаждение, а следовательно и на увеличение суточной амплитуды оказывает снежный покров, обладающий большой лучеиспускательной способностью; так, напр., средняя амплитуда для ясных декабрьских дней в Париже составляет: при наличии снежного покрова около 10.3° без него 6.5°.

Время наступления крайних температур. Наибольшая температура наступает на суше в среднем в 2—3 часа дня. В ясные дни она наступает несколько позже (на $\frac{1}{2}$ —1 час), чем в пасмурные дни. Время года при этом почти не сказывается; так, напр., для Барнаула и зимою и летом максимум наступает около 2 часов дня. Над океаном наибольшая температура воздуха наступает значительно раньше, чем над сушею; местами она наступает даже раньше полудня; в среднем можно при-

нять, что над океанами она наступает около 12¹/₂ час. дня. На горах максимум наступает так же, как и над океанами, вскоре после полудня; однако, здесь значительное влияние оказывают местные условия.

Наименьшая температура воздуха наблюдается вообще непосредственно перед восходом солнца. Над океанами она наступает несколько раньше восхода солнца. В пустынях минимум имеет место около восхода солнца или несколько позже (на ¹/₄ часа). Зимой обычно минимум температуры наблюдается несколько раньше восхода солнца, летом несколько позже восхода. На горах минимум наступает за ¹/₂ часа, иногда даже за 1¹/₂ часа раньше восхода солнца.

Особенности суточного хода температуры воздуха. Правильный и плавный ход температуры воздуха в течение суток имеет место лишь в среднем за более или менее значительный промежуток времени. В отдельные дни, благодаря разного рода изменениям погоды, получаются нередко значительные возмущения в суточной кривой. Возмущения эти замечаются преимущественно в дневные часы; ночью, как мы видели выше, атмосфера располагается горизонтальными слоями, в которых плотность с высотой убывает и получается устойчивое равновесие; кроме того, ночью чаще бывает ясное небо и отсутствует ветер; вследствие этого возмущения в ходе температуры воздуха после захода солнца значительно слабее и встречаются реже.

К указанным выше возмущениям температуры относится, напр., почти постоянное понижение температуры воздуха в полуденные часы под тропиками; происходит это от того, что здесь около полудня облачность сильно возрастает и почти постоянно проходят послеполуденные грозовые облака; при такой погоде максимум температуры наступает обычно до полудня. На берегах морей в теплых странах обычно перед полуднем начинается ветер, дующий с моря; благодаря такому ветру, приносящему более холодные массы воздуха с моря, утренний подъем температуры на берегу прерывается и максимум температуры перемещается на дополуденные часы. Наблюдения в Аргосе в Греции на морском берегу обнаружили, что здесь при наличии морского ветра максимум температуры воздуха наблюдается перед полуднем, тогда как при ветре с суши максимум наступает около 4 часов дня.

Годовой ход температуры воздуха. Годовой ход температуры нижних слоев воздуха также обусловлен годовым ходом солнечной инсоляции и излучения; действие последней передается нижним слоям воздуха в значительной мере через посредство подстилающей земной поверхности. Годовой ход солнечного тепла и излучения, а, следовательно, и годовой ход температуры воздуха, определяется в первую очередь географической широтой места. Значительное влияние оказывает на ход температуры воздуха качество подстилающей поверхности, а именно, твердая она или жидкая; при этом и под одной и той же широтой обнаруживаются различия в годовом ходе температуры на поверхности подстилки и в нижних слоях воздуха. Заметное влияние оказывают годовые колебания облачности и дождей; там, где годовые колебания этих элементов велики, там и влияние их на годовой ход температуры воздуха выражено резче; по этой причине годовой ход облачности и осадков сказывается значительно сильнее в низких широтах, нежели в средних и высоких. На годовой ход температуры воздуха оказывает влияние также и высота места над уровнем моря.

Для характеристики годового хода температуры воздуха берут средние температуры за каждый день в отдельности или же составляют средние по пятидневиям (пентадам), десятидневиям (декадам), средние по месяцам. Чаще всего пользуются средними месячными.

Годовой ход температуры воздуха отличается большим разнообразием в различных частях земного шара. Рассмотрим главные типы этого годового хода.

1) Экваториальный тип. Как мы видели выше, в экваториальной зоне полуденная высота солнца над горизонтом дважды в год достигает 90° , а именно, во время весеннего и осеннего равноденствия. Наименьшая полуденная высота солнца над горизонтом имеет место у экватора во время зимнего и летнего солнцестояний; но и в это время высота эта значительна и составляет $67\frac{1}{2}^\circ$. Далее, как известно, продолжительность дня и ночи в течение всего года под экватором составляет 12 часов. Вследствие этого, годовые колебания сумм солнечного тепла, получаемого земной поверхностью в экваториальной зоне, невелики и имеют два максимума во время весеннего и осеннего равноденствий и два минимума во время летнего и зимнего солнцестояний. Соответственно с этим в экваториальной зоне следует ожидать двойного годового хода температуры воздуха с двумя максимумами после весеннего и осеннего равноденствий и с двумя минимумами после летнего и зимнего солнцестояний; амплитуды годового хода, т. е. разность между температурами наиболее теплого и наиболее холодного месяцев должна быть сравнительно малой.

Действительно, наблюдения подтверждают приведенные теоретические соображения. Для примера рассмотрим два пункта: один—среди континента, другой—среди океана:

Янв.	Февр.	Март.	Апр.	Май.	Июнь.	Июль.	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.	Ампл.
Континентальный пункт: Внутренняя Африка (8° с. ш. 560 м.).													
23.0	25.1	23.8	29.6	23.7	27.5	25.8	24.3*	25.4	25.6	24.2	22.7*	25.9	6.9
Океанический пункт: Остров Науру в Тихом Океане ($0^\circ 26'$ с. ш. 3—4 м.).													
27.5	27.4*	27.7	27.7	28.0	27.5	27.3*	27.6	27.8	27.8	27.7	27.6	27.6	0.7

Амплитуда годового хода составляет для континентального пункта 6.9° , для океанического всего лишь 0.7° .

2) Тропический тип. Здесь полуденная высота солнца над горизонтом имеет наибольшую величину во время летнего солнцестояния и наименьшую—во время зимнего солнцестояния (в северном полушарии; в южном—обратно); продолжительность дня наибольшая также во время летнего и наименьшая—во время зимнего солнцестояния. Соответственно с этим здесь должен получиться простой годовой ход температуры воздуха с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояния. Годовая амплитуда здесь хотя и значительно больше, чем у экватора, но все же невелика. Местами, где дождливое время года приходится ко времени летнего солнцестояния, максимум температуры нередко имеет место ранее этого времени; во время дождливого периода температура остается постоянной.

Приведем примеры тропического типа.

Янв.	Февр.	Март.	Апр.	Май.	Июнь.	Июль.	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.	Ампл.
Континентальный пункт: Бербер, Верхний Нил ($18^\circ 1'$ с. ш., 350 м.).													
20.6*	22.7	26.2	30.1	34.4	34.8	33.5	34.0	33.1	30.4	26.0	21.9	29.0	14.2°
Морской пункт: Остров св. Елены ($15^\circ 57'$ ю. ш., 12 м.).													
22.7	23.3	24.0	23.5	21.7	20.4	19.4	18.3*	19.5	20.1	21.0	21.7	21.3	5.7°

3) Тип умеренного пояса. В умеренном поясе максимум и минимум температуры наступают после летнего и зимнего солнцестояний; амплитуда годовых колебаний велика и при том увеличивается с широтой. Переходное время от теплого к холодному (осень) и от

холодного к теплomu (весна), вследствие значительного различия между температурой холодного времени года (зимы) и теплого времени (лета), приобретает самостоятельный характер, особенно резко выраженный в средней части умеренного пояса. В то же время в южной (субтропической) части этого пояса тепло медленно и постепенно нарастает от зимы к лету; вследствие этого весна более или менее утрачивает свой самостоятельный характер: в северной (субполярной) части умеренного пояса тепло от зимы к лету растет быстро и весна также не представляет собою характерного времени года. То же самое можно сказать и относительно осени. В виду этого, умеренный пояс обычно делят на три пояса: субтропический, собственно умеренный и субполярный. Амплитуда годового хода растет с увеличением широты; происходит это от того, что летнее тепло уменьшается с широтою медленнее, нежели нарастают зимние холода. В южном полушарии времена года располагаются обратно по сравнению с северным.

а) Субтропический пояс. Рассмотрим континентальные и морские пункты:

Явв.	Февр.	Март.	Апр.	Май.	Июнь.	Июль.	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.	Ампл.
Континентальный пункт: Багдад (33°21' с. ш., 60 м.).													
9.3*	11.6	15.1	20.0	26.0	30.7	33.6	33.6	30.0	24.6	16.4	11.4	21.8	24.3
Морской пункт: Бермудские острова (32°23' с. ш., 43 м.).													
16.9	16.9	16.7*	18.2	21.1	23.9	26.1	26.7	25.7	23.1	19.9	17.9	21.1	10.0

б) Собственно умеренный пояс. Отличается неравномерным распределением суши и моря; вследствие этого здесь годовые колебания отличаются большим разнообразием. Иллюстрацией может служить следующая табличка, дающая средние месячные температуры, а также годовые амплитуды для ряда пунктов, расположенных приблизительно под широтою 52°:

	Вален- сия.	Ганно- вер.	Курск.	Орен- бург.	Бар- наул и Семипалат.	Иркутск	Нер- чинск.	Кам- чатка.
Долгота	10° 16' з. д.	9° 45' в. д.	36° 8' в. д.	51° 46' в. д.	81° 30' в. д.	104° 19' в. д.	119° 37' в. д.	158° 43' в. д.
Январь	7.1*	0.4*	- 9.3*	-15.4*	-18.2*	-20.8*	-29.7*	- 8.9
Февраль	7.2	1.0	- 7.8	-13.5	-16.9	-17.3	-24.2	-10.1*
Март	7.4	3.1	- 3.3	- 7.5	-10.1	- 8.6	-12.9	- 4.8
Апрель	9.1	7.6	5.3	4.0	2.1	- 1.6	- 0.4	- 0.9
Май	11.1	12.1	13.6	14.8	12.2	8.9	8.1	4.1
Июнь	13.6	15.7	17.1	19.7	18.4	15.1	15.4	10.1
Июль	14.7	17.3	19.4	22.0	20.9	18.4	18.5	14.3
Август	15.2	16.4	17.8	19.7	18.0	15.8	15.6	14.6
Сентябрь	13.6	13.5	12.0	13.0	11.3	9.0	8.6	10.5
Октябрь	10.7	8.7	5.7	4.2	2.5	0.7	- 1.5	4.3
Ноябрь	8.7	3.6	- 1.4	- 4.5	- 7.8	-10.6	-15.7	- 1.6
Декабрь	7.5	1.0	- 6.4	-11.0	-15.1	-17.4	-26.3	- 6.7
Год	10.5	8.4	5.2	3.8	1.4	- 0.4	- 3.7	2.1
Амплитуда	8.1	16.9	28.7	37.4	39.1	39.2	43.2	24.7

Числа эти показывают нам, что морские пункты характеризуются малой амплитудой и довольно высокой средней годовой температурой. По мере углубления внутрь материка, летние температуры нарастают сравнительно медленно, зимние же температуры убывают значительно

быстрее. В результате средняя годовая температура, по мере углубления внутрь континента, заметно падает и в то же время амплитуда годовых колебаний очень сильно возрастает.

Как известно, нагревание и охлаждение океанов происходит значительно медленнее, чем суши; вследствие этого уже в начале осени наблюдается значительное охлаждение суши, тогда как океаны еще долгое время остаются нагретыми; точно также весной суша быстро начинает нагреваться, тогда как водные бассейны остаются еще сравнительно холодными; поэтому в морских климатах обычно осень значительно теплее весны, тогда как при континентальном климате нередко весна оказывается теплее осени. Особенно тепла весна в континентальных климатах умеренных широт там, где зимою нет вовсе снежного покрова или он очень тонкий; тогда почва быстро освобождается от снега и начинает нагреваться, весна развивается очень быстро: в этом случае апрель теплее октября, май—сентября, июньская температура почти равна августовской. Такое распределение тепла наблюдается в киргизских степях и в Туркестане; здесь весна сравнительно очень тепла. Так, напр., средние месячные температуры для Нукуса на Аму-Дарье следующие:

Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.
12.7°	20.22°	24.42°	25.95°	23.87°	18.33°	10.19°

Напротив того, восточные берега Средиземного моря отличаются теплою осенью и сравнительно холодной весной; кроме соседства моря, в этих местах сказывается еще влияние ветров: весной и летом здесь часты северные ветры, осенью—южные.

Соответственно указанному годовому ходу температуры замечаются в умеренных широтах характерные особенности и в ходе других явлений, связанных с температурой. Так, продолжительность морозов (число дней с минимальной суточной температурой ниже 0°, растет вглубь материка; так, напр., для ряда пунктов, расположенных приблизительно под широтою 50°, имеем следующее число дней с морозом:

	Кельн.	Прага.	Киев.	Камышин.	Уральск.	Семипалатинск.
Долгота	6.7° в. д.	14.4	31.5	45.4	56.3	80.2
Продолж. морозов	0	64	117	137	148	162 дн.

Как показывает эта табличка, продолжительность морозов, по мере удаления от океана вглубь континента, сначала растет быстро, а затем все медленнее. Точно также, по мере удаления вглубь материка, замерзание рек наступает все раньше и раньше, вскрытие же все позже и позже. Так, для широты 52°—53° имеем:

	Везер.	Висла.	Волга.	Обь.	Амур.
Долгота	8.8° в. д.	18.5	48.0	83.8	140.7
Замерзание	2 янв.	26 дек.	9 дек.	9 нояб.	9 нояб.
Вскрытие	2 февр.	1 марта	18 апр.	26 апр.	20 мая
Продолж. ледяного покрова .	29	64	130	168	192 дня

Из этих чисел мы видим, что для одной и той же широты Везер покрыт льдом всего лишь 29 дней, тогда как Амур 192 дня.

По сравнению с временем наступления максимума и минимума инсоляции (21 июня и 21 декабря), крайние температуры воздуха более или менее запаздывают. В местах с континентальным климатом запаздывание это составляет около 25 дней; в местах же с морским климатом оно значительно больше; в более низких умеренных широтах оно составляет около 2 месяцев, в более высоких широтах (60°) около 1½ месяцев.

в) Субполярный пояс. В субполярном поясе также следует различать морские и континентальные пункты, причем для последних годовая амплитуда может достигать значительной величины. Примеры:

Янв. Февр. Март. Апр. Май. Июнь. Июль. Авг. Сент. Окт. Нояб. Дек. Год. Ампл.

Морской пункт: Торсгавн ($62^{\circ}2'$ с. ш., $6^{\circ}44'$ в. д.).

3.3 3.1* 3.2 5.4 7.1 9.7 10.8 10.7 9.5 6.6 4.9 3.5 6.5 7.7

Континентальный пункт: Якутск ($62^{\circ}1'$ с. ш., $129^{\circ}43'$ в. д., 110 м.).

—43.3* —37.3 —23.4 —9.0 4.8 15.0 19.0 15.3 5.8 —8.8 —29.4 —40.3 —11.0 62.3

4) Полярный тип. Полярный тип характеризуется продолжительной зимой с очень значительными холодами внутри континентов; время наступления наибольших холодов отодвигается на конец полярной ночи, вследствие чего наименьшая температура значительно запаздывает по сравнению с умеренным поясом. Максимум всегда наступает в июле. Амплитуда годовых колебаний, даже и для морских пунктов, значительная. Примеры:

Янв. Февр. Март. Апр. Май. Июнь. Июль. Авг. Сент. Окт. Нояб. Дек. Год. Ампл.

Морской пункт: Малые Кармакулы, Новая Земля ($72^{\circ}23'$ с. ш., $52^{\circ}43'$ в. д.).

—16.2 —16.5* —14.9 —10.0 —4.3 1.2 6.2 6.0 1.6 —3.2 —11.0 —14.4 —6.3 22.7

Континентальный пункт: Верхоянск ($67^{\circ}33'$ с. ш., $133^{\circ}24'$ в. д.).

—50.5* —44.1 —31.1 —13.7 1.9 12.5 15.4 9.9 2.4 —14.9 —36.9 —47.0 —16.3 65.9

Кроме рассмотренных типов климата, различают, как мы видели, континентальный и морской климаты. И тот и другой тип встречаются в каждом поясе. Существует еще смешанный тип климата, господствующий у восточных берегов Азии и Америки, в более высоких широтах: зимою климат континентальный, летом — морской. Происходит это вследствие того, что летом здесь дуют морские ветры, а зимою ветры с суши. Такой климат наблюдается у берегов Лабрадора, Охотского моря и на побережьи Амурской Области. В этих местах лето, благодаря морским ветрам, прохладное и влажное; зима же, благодаря ветрам, дующим из сильно охлажденных центральных частей континента, холодная и сухая.

Интересный пример влияния морского ветра представляет собою залив Сан-Франциско (37.8° с. ш.); здесь максимальная температура наблюдается только в сентябре и октябре и равна всего лишь 15.6° . Причина такого холодного лета следующая: летом вода у берегов сравнительно холодна; в то же время суша значительно нагрета. В результате такого распределения тепла получается сильный морской ветер, понижающий в значительной мере летнюю температуру береговой полосы. Морские ветры прекращаются лишь в начале осени, когда температура внутри суши значительно понизится и уменьшится разность температур между береговой водою и сушею; как только ветры прекращаются, температура в заливе повышается и достигает максимума в конце сентября или даже в октябре.

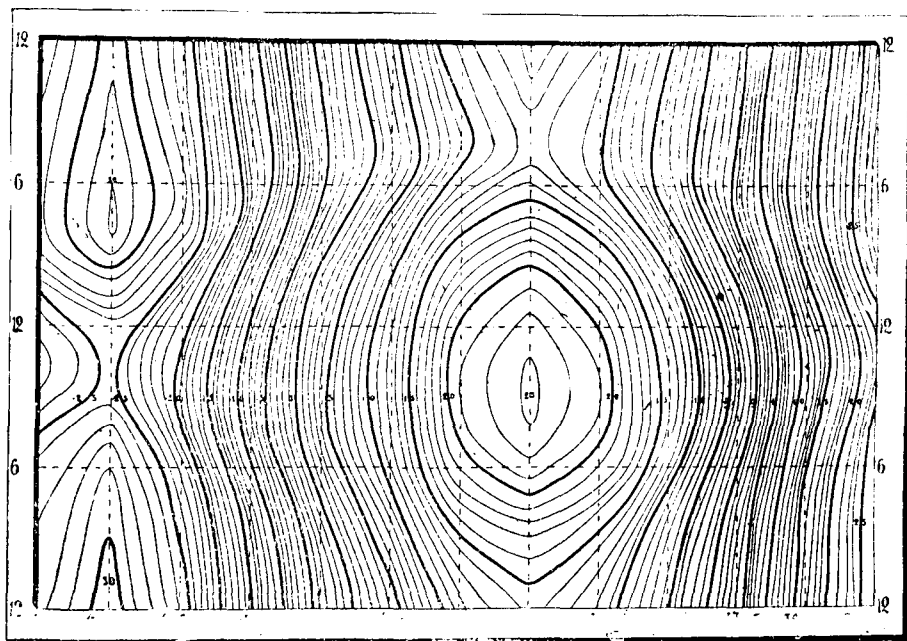
В более низких широтах близость океана вызывает главным образом уменьшение амплитуды годовых колебаний; в средних и более высоких широтах влияние это сказывается не только в уменьшении амплитуды, но также в запаздывании времени наступления крайних температур и в повышении средней годовой температуры.

Поднятие места над уровнем моря действует на амплитуду годовых колебаний так же, как и близость океана.

Возмущения в годовом ходе температуры воздуха. Если проследить годовой ход температуры воздуха не по средним месячным, а по средним за более короткие промежутки времени, напр., по пятидневиям, то

нетрудно заметить, что в средних и высших широтах наблюдаются возмущения, нарушающие плавный годовой ход. Так, напр., в период весеннего подъема температуры часто наблюдаются временные понижения температуры, так наз. возвраты холода; точно также и в период осеннего понижения температуры наблюдаются возвраты тепла. Особенно резко проявляются возвраты холода. Некоторые из них повторяются так часто и отличаются таким постоянством относительно времени, что след их остается даже в среднем за 100 лет и более.

В Европе наиболее резко выраженными возмущениями являются возвраты холода, наблюдаемые в начале мая, а также в середине июня;



Дек. Январь Февраль Март Апрель Май Июнь Июль Август Сент. Октябрь Ноябрь Дек.

Рис. 47. Термоизоплеты для Нерчинского завода.

из возвратов тепла наиболее выделяется осенний (бабье лето), в конце сентября или в начале октября.

Майские возвраты холода падают на время развития еще неокрепшей растительности и могут поэтому наносить растениям значительные повреждения; в это время года общее нагревание почвы и атмосферы еще не продвинулось значительно вперед и при возвратах холода ночью могут быть морозы; последние тем более вероятны, что весной воздух отличается значительной прозрачностью, содержание паров в воздухе малое и верхние слои атмосферы еще очень охлаждены; при таких условиях ночное лучеиспускание при ясной погоде может быть особенно сильно и опасность заморозков велика. Исследования показали, что нередко в течение целого ряда лет возвраты холода приходятся на начало мая; так, напр., в десятилетие 1878 - 1887 гг. они падали на время с 10 по 12 мая; в последующие годы эти возвраты холода, напротив того, вовсе отсутствовали.

Изоплеты температуры воздуха. Для того, чтобы наглядно представить себе, как изменяется для данного места температура воздуха не только в течение года, но и в течение суток, можно воспользо-

ваться изоплетами температуры воздуха; для построения их обычно на оси абсцисс откладывают 12 равных отрезков, соответствующих месяцам года, и на оси ординат 24 равных отрезка, соответствующих часам суток; в дальнейшем построение производят так же, как и для изоплет солнечной радиации. На рис. 47 даны изоплеты температуры воздуха для Нерчинского завода в Сибири. Если взять вертикальную прямую, соответствующую, напр., июню, то, идя вдоль нее сверху вниз, мы получим температуру для любого часа июня месяца и, следовательно, суточный ход температуры воздуха в июне. Если, наоборот, взять горизонтальную прямую, соответствующую, напр., 6 час. утра, и идти вдоль нее слева направо, то получим температуру воздуха для каждого месяца в 6 час. утра. Изоплеты показывают, что около времени восхода солнца температура имеет минимальное, а около 3 час. дня максимальное значение.

Географическое распределение температур в нижних слоях воздуха. Чтобы проследить распределение температуры в нижнем слое воздуха по всей земной поверхности, наносят на географическую карту многолетние средние температуры за какой-нибудь промежуток времени, например, средние температуры за январь или за июль, и затем соединяют непрерывными линиями места, имеющие одинаковую температуру, проводя их, напр., для 0° , 2° , 4° и т. д., т. е. через каждые два градуса; можно проводить эти линии и через каждые 5° ; при этом, конечно, приходится прибегать к интерполяции. Проведенные таким образом линии, соединяющие места с одинаковой температурой, называются изотермами. При проведении изотерм принимают во внимание следующее обстоятельство: разные станции, для которых известны температуры, находятся на разных высотах над уровнем моря; поэтому, чтобы температуры различных мест были сравнимы между собою, необходимо привести все эти температуры к уровню моря, т. е. найти для каждой станции ту температуру, которую она имела бы, находясь на уровне моря; так как в среднем температура при поднятии на 100 м. уменьшается на 0.5° , то этой величиной и пользуются для приведения температур к уровню моря; однако, слишком высоко расположенные станции, а именно, станции, лежащие на высоких горах или высоких плоскогорьях, по большей части не принимаются в расчет, так как указанный способ приведения температур для значительных высот может оказаться недостаточно точным.

На рис. 48 даны изотермы для года. Как показывает рисунок, эти изотермы не следуют за параллелями; в одних местах они приближаются к полюсам (преимущественно над океанами), в других — к экватору (над континентами). Причиной указанных изгибов изотерм является неравномерное распределение тепла над сушею и океанами. Годовые изотермы особенно круто поднимаются вверх в северном полушарии у западных берегов континентов, где проходят теплые морские течения. Изотермы, соответствующие наиболее высоким температурам, образуют кольцообразную область, так наз. термический экватор, расположенный по обе стороны параллели в 10° с. ш. В то же время изотермы, соответствующие наименьшим температурам, расположены вблизи полюсов; в северном полушарии они двумя широкими изгибами спускаются на материки Азии и северной Америки.

Изотермы января (рис. 49), соответствующие середине зимы в северном полушарии и середине лета в южном, обнаруживают в северном полушарии еще большие изгибы, чем годовые изотермы. В средних и высших широтах северного полушария они круто опускаются к экватору над континентами и поднимаются к полюсу над

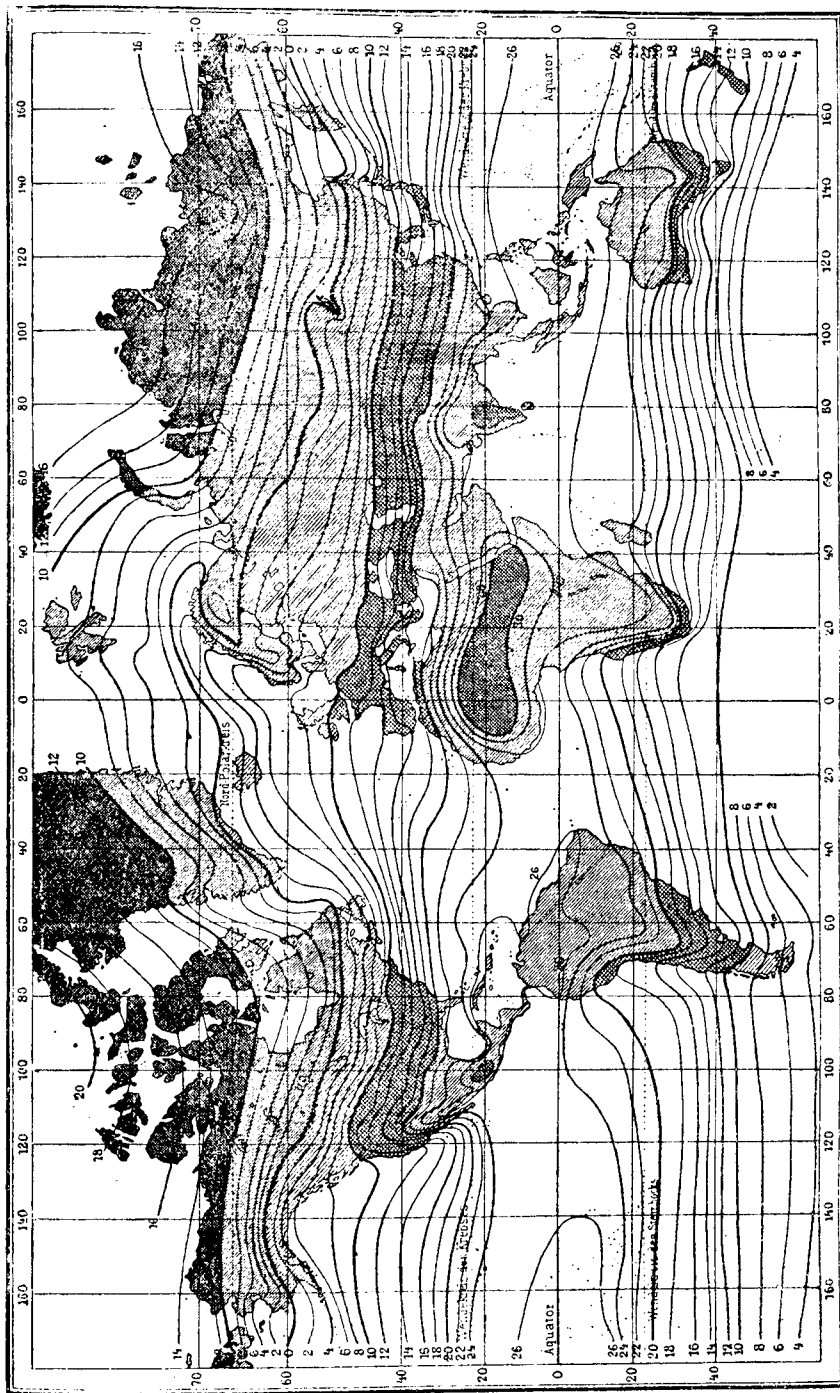


Рис. 48. Годовые изотермы.

океанами, особенно у западных берегов континентов. Такой ход изотерм происходит вследствие того, что континенты зимою в среднем охлаждены, океаны — сравнительно теплы. Чем ниже широта, тем изгибы изотерм меньше. Весьма характерен ход январских изотерм в Европейской части СССР; здесь они принимают почти меридианальное направление; это показывает, что зимние температуры понижаются

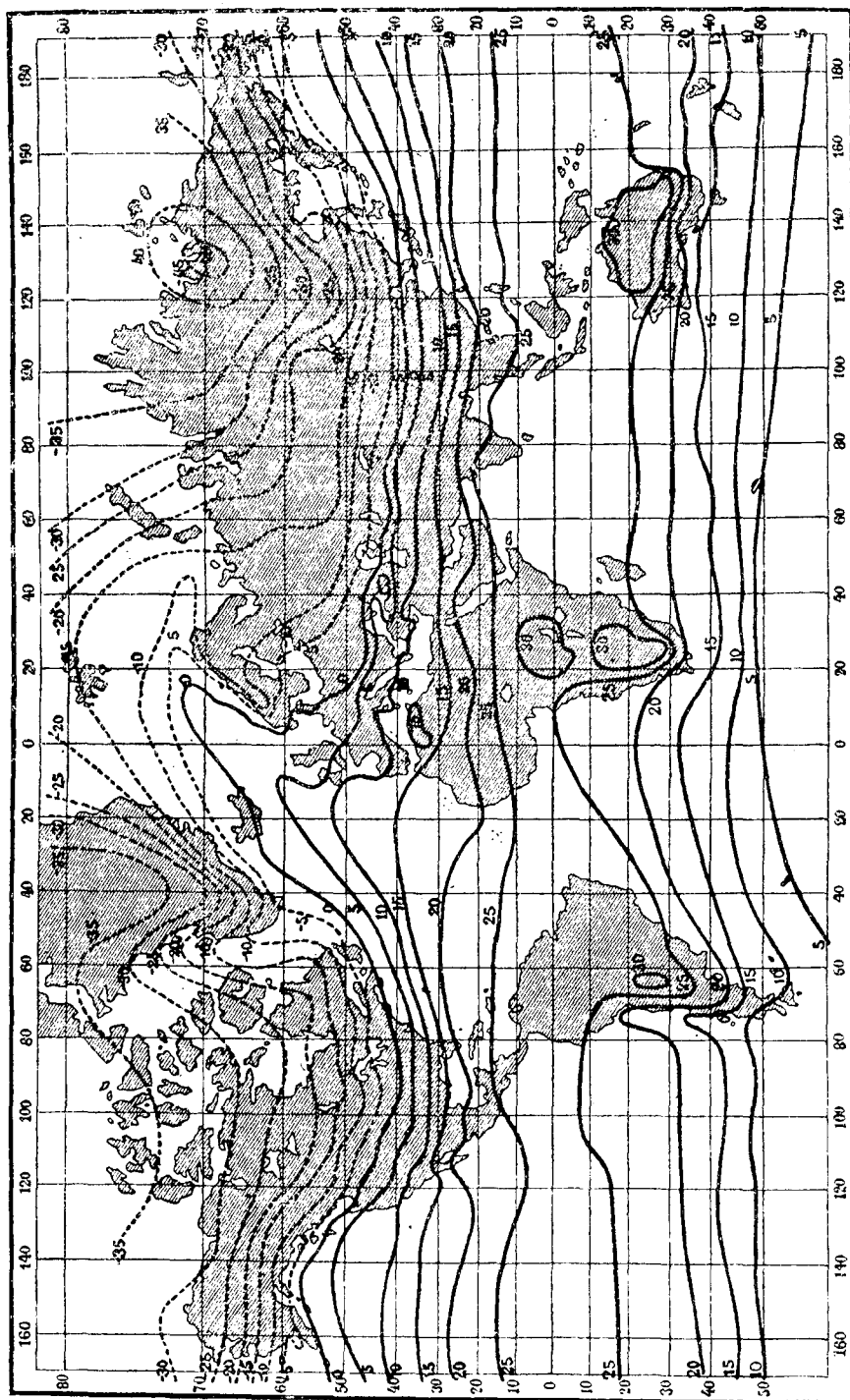


Рис. 49. Январские изотермы.

не только в направлении с юга на север, но еще в большей мере в направлении с запада на восток. Особенно низкие температуры имеют место над северо-восточной частью Азии и северной частью Америки; здесь вырисовываются два полюса холода; особенно резко вы-

ражен полюс холода на северо-востоке Азии, где изотермы образуют замкнутые области, внутри которых температура понижается еще более. Термический экватор перемещается в январе, по сравнению с годовыми изотермами, к югу. В южном полушарии январские изотермы, соответствующие лету, дают над континентами систему замкнутых изотерм, образующих как бы острова тепла, тогда как в северном полушарии над континентами вырисовываются острова холодов. У западных берегов южной Африки и южной Америки изотермы сильно изгибаются к экватору; причиной этих изгибов являются холодные морские течения, омывающие эти берега.

Рис. 50 дает нам ход июльских изотерм. Число изотерм северного полушария здесь значительно меньше, чем число январских изотерм. Объясняется это тем, что разности температур между низшими и высшими широтами летом значительно меньше, чем зимою. Изотермы северного полушария изгибаются над континентами вверх к полюсу; здесь температура воздуха летом выше, чем над океанами. Над континентами между 15° и 40° с. ш. изотермы образуют замкнутые области, как бы острова тепла, аналогично тому, как это имеет место в январе над континентами южного полушария. В южном полушарии, несмотря на зиму, изотермы не дают больших изгибов; происходит это вследствие того, что здесь континенты заканчиваются под 35° и 50° ю. ш.; изотермы южного полушария даже и зимою расположены сравнительно негусто, так как разности температур, вследствие накопления тепла океанами, невелики. Наибольшие изгибы июльских изотерм в южном полушарии, так же как и в январе, имеются у западных берегов южной Африки и Америки; причина—холодные течения у этих берегов.

Рассмотрим далее, какие разности температур наблюдаются между экватором и полярными странами. В январе месяце в северном полушарии наибольшая средняя месячная температура наблюдается внутри Африки (30°); наименьшая имеет место на северо-востоке Азии (-50°), а также на севере Гренландии (-40°); таким образом разность достигает $70-80^{\circ}$. Что касается южного полушария, то здесь максимальная январская температура равна 34° , наименьшая -8° ; разность составляет 42° . В июле месяце в северном полушарии наибольшая температура в 35° имеет место в северной Африке и в северной Индии, минимальная температура 0° над Ледовитым океаном; таким образом разность температур в июле месяце для северного полушария составляет 35° . В то же время в южном полушарии наибольшая температура равна $26-28^{\circ}$ вблизи экватора, наименьшая температура -45° в южных полярных странах; разность составляет 73° . Таким образом падение температуры от экватора к полюсу в северном полушарии в январе вдвое больше, чем в июле; в южном полушарии те же разности изменяются от июля к январю не в такой значительной мере.

Сопоставление карт изотерм приводит нас к следующим положениям: в более высоких широтах зимняя температура имеет решающее значение для средней годовой температуры; в самом деле, зимою континенты холоднее океанов, в среднем годовом получается то же. Напротив для более низких широт решающей температурой для средней годовой является летняя; здесь как летом, так и в среднем за год, температура над континентами выше, чем над океанами. Таким образом в более низких широтах континенты имеют более высокую среднюю годовую температуру, чем океаны, тогда как в более высоких широтах континенты в среднем годовом холоднее океанов; под широтой 40° или несколько меньшей континенты и океаны в среднем годовом имеют приблизительно одинаковую температуру.

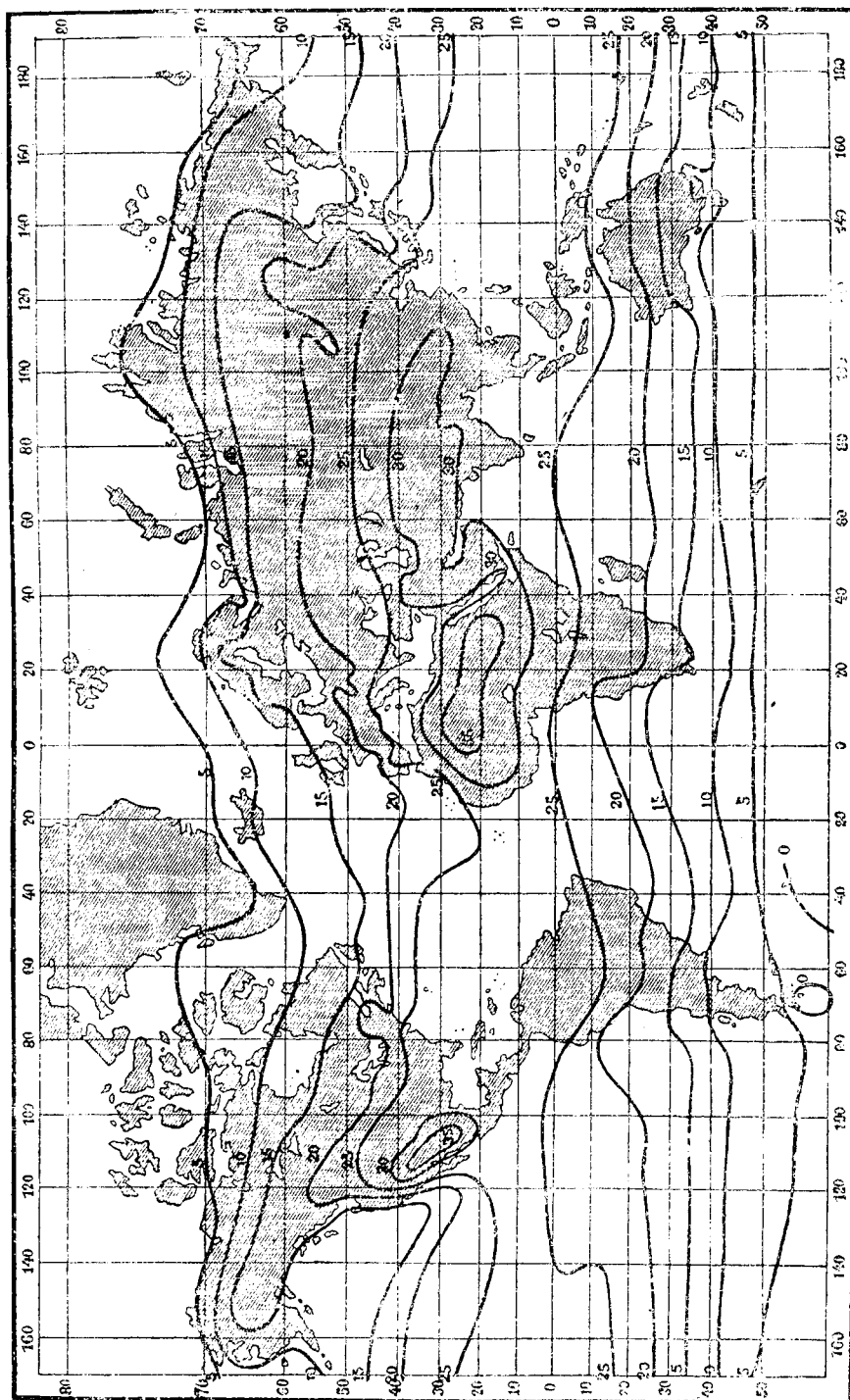


Рис. 50. Июльские изотермы.

Остановимся подробнее на полюсах холода. Области наименьших годовых температур имеют место в восточной Азии под полярным кругом (-17°), на севере Америки под широтой 81° (-20°) и в Антарктике под 78° ю. ш. (-26°). Таким образом получаются как бы два полюса холода в северном полушарии и один полюс холода в южном

полушарии. Рассмотрим каждый из этих полюсов в отдельности. Для азиатского полюса холода примером служит Верхоянск под $67^{\circ}33'$ с. ш.; для него имеем следующие температуры:

М е с я ц ы.	Средняя.	Абсолютн. максимум.	Абсолютн. минимум.
Январь	-50.5°	-20.2°	-67.8°
Февраль.	-44.1	-9.9	-69.8
Июль	$+15.4$	33.7	-1.3
Год	-16.3	33.7	-69.8
Средн. амплитуда . .	65.9	—	—
Абсолютн. амплитуда .	—	103.5	—

Примером американского полюса холода служит Гриннелева Земля (81° с. ш.):

М е с я ц ы.	Средняя.	Абсолютн. максимум.	Абсолютн. минимум.
Февраль	-40.1°	-20.6°	-52.3°
Июнь	0.4	11.7	-10.7
Июль	2.8	11.4	-1.5
Год	-20.4	11.7	-52.3
Средн. амплитуда . . .	42.9	—	—
Абсолютн. амплитуда .	—	64.0	—

В Верхоянске средняя январская температура -50.5° ; средние месячные температуры ниже 0° охватывают часть года от октября по апрель; только май, июнь, июль, август и сентябрь имеют среднюю месячную температуру выше 0° ; средняя годовая температура -16.3° . В то же время для Гриннелевой Земли наименьшая средняя месячная температура наблюдается в феврале и составляет -40.1° ; средняя месячная температура выше 0° только в июне, июле и августе; средняя годовая температура равна -20.4° . Если судить по средней годовой температуре, то полюсом холода является Гриннелева Земля, где средняя годовая температура составляет -20.4° , тогда как в Верхоянске она равна -16.3° . Если же судить по зимним температурам, то полюсом холода является Верхоянск, где средняя температура в январе составляет ниже -50° , причем в отдельные дни температура может опускаться почти до -70° .

Наблюдения, произведенные экспедицией Амундсена в южных полярных странах ($78^{\circ}38'$ ю. ш. и $163^{\circ}37'$ в. д. от Гринвича) между 1 апреля 1911 и 29 января 1912 года, дали следующие температуры:

Месяцы.	Средняя.	Максимум.	Минимум.
Август	-44.8°	-24.0°	-58.5°
Декабрь	-6.7	-0.2	-16.8

Средняя годовая температура, найденная путем экстраполяции, составляет здесь -25.8° . По мнению Воейкова, самое холодное место в северном полушарии находится на материковом ледяном покрове Гренландии, а в южном полушарии—около южного полюса.

Средние температуры параллелей. Пользуясь картами изотерм, мы можем определить среднюю или нормальную температуру для каждой параллели. Для этого следует взять на каком-нибудь параллельном круге, напр., под широтою 50°, ряд пунктов, одинаково отстоящих друг от друга, напр., 36 пунктов через каждые 10° долготы; для каждого из них следует определить путем интерполяции среднюю температуру и затем составить среднюю арифметическую температуру для всех этих пунктов. Таким образом мы получим среднюю или нормальную температуру для любой параллели. Указанным способом Дове составил нормальные температуры для различных параллелей через каждые 10° широты. Согласно новейшим вычислениям Мейнар-дуса, получаются следующие нормальные температуры параллелей для января, июля, года, а также средние годовые амплитуды (в последнем столбце, кроме того, даны числа, показывающие, какой % того или другого параллельного круга занят сушею):

Средние температуры параллелей.

Ш и р о т а.	Январь.	Июль.	Год.	Амплитуда.	% суши.
90° с. ш.	—41.0°	— 1.0°	—22.7°	40.0°	—
80 " "	—32.2	2.0	—18.1	34.2	20
70 " "	—26.3	7.3	—10.7	33.6	53
60 " "	—16.1	14.1	— 1.1	30.2	61
50 " "	— 7.1	18.1	5.8	25.2	58
40 " "	5.0	24.0	14.1	19.0	45
30 " "	14.5	27.3	20.4	12.8	43
20 " "	21.8	28.0	25.3	6.2	31
10 " "	25.8	26.9	26.7	1.1	24
Экватор	26.4	25.6	26.2	0.8	22
10 ю. ш.	26.3	23.9	25.3	2.4	20
20 " "	25.4	20.0	22.9	5.4	24
30 " "	21.9	14.7	18.4	7.2	20
40 " "	15.6	9.0	11.9	6.6	4
50 " "	8.3	3.0	5.5	5.3	2
60 " "	1.2	—10.3	— 4.1	11.5	0
70 " "	— 1.3	—23.9	—13.3	22.6	71
80 " "	— 7.4	—36.3	—24.7	28.9	(100)
90 " "	—11.0	—42.0	—30.0	31.0	—

Из приведенной таблицы мы видим, что наиболее теплым параллельным кругом является не экватор, а параллель в 10° с. ш.; для нее средняя годовая температура на 0.5° выше, чем на экваторе; в январе наиболее теплой параллелью является экватор, в июле параллель в 20° с. ш. Таким образом термический или тепловой экватор в течение всего года остается в северном полушарии, причем летом он смещается к северу, а зимою к югу.

Если подсчитать изменение температуры от одного параллельного круга к соседнему с ним и сравнить эти изменения между собою, то, как видно из прилагаемой таблички, падение температуры от экватора к северному полюсу идет сначала медленно, затем все быстрее и быстрее; наибольшее падение температуры имеет место от 60° к 70°.

затем падение температуры снова замедляется. В южном полушарии падение температуры идет сначала несколько медленнее, чем в северном полушарии, затем между 50°—80° быстрее.

Изменение температуры на каждые 10° широты:

	0/10°	10/20°	20/30°	30/40°	40/50°	50/60°	60/70°	70/80°	80/90°
Сев. полушарие	+0.5°	—1.4°	—4.9°	—6.3°	—8.3°	—6.9°	—9.6°	—7.4°	—4.6°
Южн. „	—0.9	—2.4	—4.5	—6.5	—6.4	—9.6	—9.2	—11.4	—5.3.

Все параллели северного полушария по меньшей мере до 45° широты теплее соответствующих параллелей южного полушария; вместе с тем все северное полушарие в целом теплее южного. Амплитуды годовых колебаний вообще растут с широтой, причем в южном полушарии колебания эти значительно меньше и климат в среднем более океанический; это вполне ясно, так как площадь, занятая здесь континентами, значительно меньше, чем в северном полушарии.

Для общей циркуляции атмосферы важное значение имеют разности температур между экватором и полюсами; в июле эта разность для северного полушария составляет 27°, в январе 67°; для южного полушария те же разности составляют в январе 37° и в июле 68°; таким образом разности температур в южном полушарии летом больше, чем в северном полушарии; зимою же они почти равны.

Приведем таблицу, характеризующую тепловое состояние всего северного и южного полушарий:

	Средн. температуры воздуха.			Годовая амплитуда.
	Январь.	Июль.	Год.	
Северное полушарие	8.1°	22.4°	15.2°	14.3°
Южное „	17.0	9.7	13.3	7.3
Вся земля	12.5	16.1	14.2	3.6

Таким образом средняя температура нижних слоев воздуха для всего земного шара с января до июля повышается почти на 4°. В среднем, в северном полушарии зима почти на 2° холоднее, лето же на 5° теплее, чем в южном полушарии. Северное полушарие имеет более континентальный климат, причем годовая амплитуда здесь в два раза больше, чем в южном полушарии; в среднем годовом, северное полушарие почти на 2° теплее южного.

Различия в температурах по долготе. Если разделить землю на два полушария меридианами, долгота которых соответственно равна 20° зап. долготы и 160° вост. долготы от Гринвича, тогда окажется, что в восточном полушарии, в которое входит Европа и Азия, на долю суши приходится 37% всей площади, тогда как в западном американском полушарии суша занимает только 17%.

Для восточного и западного полушарий обнаруживаются те же различия, что и для северного и южного полушарий, а именно: восточное полушарие оказывается теплее западного и имеет большую годовую амплитуду. Среди всех меридианов на земном шаре наиболее континентальным оказывается меридиан, соответствующий 120° в. д., наиболее океаническим—меридиан в 20° з. д. Средние температуры воздуха для дуг этих меридианов между экватором и 80° с. ш. суть следующие:

	Январь.	Июль.	Год.	Амплитуда.
Меридиан 120° в. д.	—6.6°	21.1°	7.4°	27.7°
„ 20° з. д.	10.7	17.3	12.8	6.6.

Годовая амплитуда для наиболее континентального меридиана составляет 27.7° , для наиболее морского 6.6° . В среднем за год последний на 5.4° теплее, причем зимою он на 17.3° теплее, а летом всего лишь на 3.8° холоднее, чем наиболее континентальный меридиан.

Температурные аномалии. Если нам известны нормальные или средние температуры воздуха для каждого из параллельных кругов, а также известны температуры для любого пункта на земной поверхности, то легко определить, насколько температура данного пункта отличается от нормальной температуры для данной широты; таким образом мы можем найти температурную аномалию или температурное отклонение от средней для любого пункта. Вычислив температурные аномалии для возможно большего числа пунктов, расположенных по всей земной поверхности, нетрудно провести линии, соединяющие места, имеющие одинаковые температурные аномалии; линии эти называются линиями равных аномалий или изаномалами температуры.

Рис. 51 дает нам карту изаномал для января месяца; из карты нетрудно видеть, что зимою вся Азия аномально холодна, причем в восточной части Азии имеет место наибольшая отрицательная аномалия в -24° ; здесь, следовательно, январская температура воздуха на 24° ниже нормальной. Точно также аномально холодна зимою и северная Америка, причем в области Гудзонова залива термическая аномалия достигает -20° . Весь Атлантический океан и Европа, напротив того, аномально теплы, причем наибольшая положительная аномалия достигает $+24^{\circ}$ между Нордкапом и Исландией. Изаномала в 0° проходит через Европейскую часть СССР в направлении от Байдарцкой губы на Великий Устюг, Воронеж, Екатеринослав, Мариуполь. Она делит таким образом Европейскую часть СССР на две почти равных части: западную—аномально теплую зимою и восточную—аномально холодную. Аномально теплой оказывается также и северная половина Великого океана, причем около Аляски температурная аномалия достигает $+14^{\circ}$. Несколько холодной оказывается в январе северная Африка (температурная аномалия -2°), а также северная часть южной Америки; сравнительно холодны океаны южного полушария, за исключением южной части Индийского океана. Континент южного полушария в январе аномально теплы, причем внутри Австралии аномалия доходит до $+10^{\circ}$, а в южной Африке и южной Америке до $+6^{\circ}$.

Рис. 52 изображает ход изаномал температуры в июле. В июле вся Азия и Европа, а также северная и восточная части Африки с прилегающими частями океанов аномально теплы; кроме того, аномально тепла северная Америка, за исключением Гудзонова залива и Лабрадора; Бразилия также оказывается аномально теплой. Наибольшая положительная аномалия имеет место в передней Азии и в северной Африке, где она доходит до $+8^{\circ}$; далее следует Аризона и плато Ута, где аномалия составляет $+6^{\circ}$. В то же время океаны северного полушария в июле аномально холодны, причем между Гренландией и Лабрадором отрицательная аномалия равна -6° , а у берегов Калифорнии она достигает -8° . В южном полушарии аномально холодны западная часть южной Америки и южная Африка, причем вблизи тропиков отрицательная аномалия составляет -4° ; аномально холодна также и Австралия, где аномалия также доходит до -4° . Заметим, что почти вся территория СССР охватывается в июле изаномалой в $+4^{\circ}$; вся она оказывается таким образом аномально теплой.

Рассмотрим, наконец, годовые изаномалы температуры воздуха (рис. 53). В среднем годовом аномально холодными оказываются: Азия,

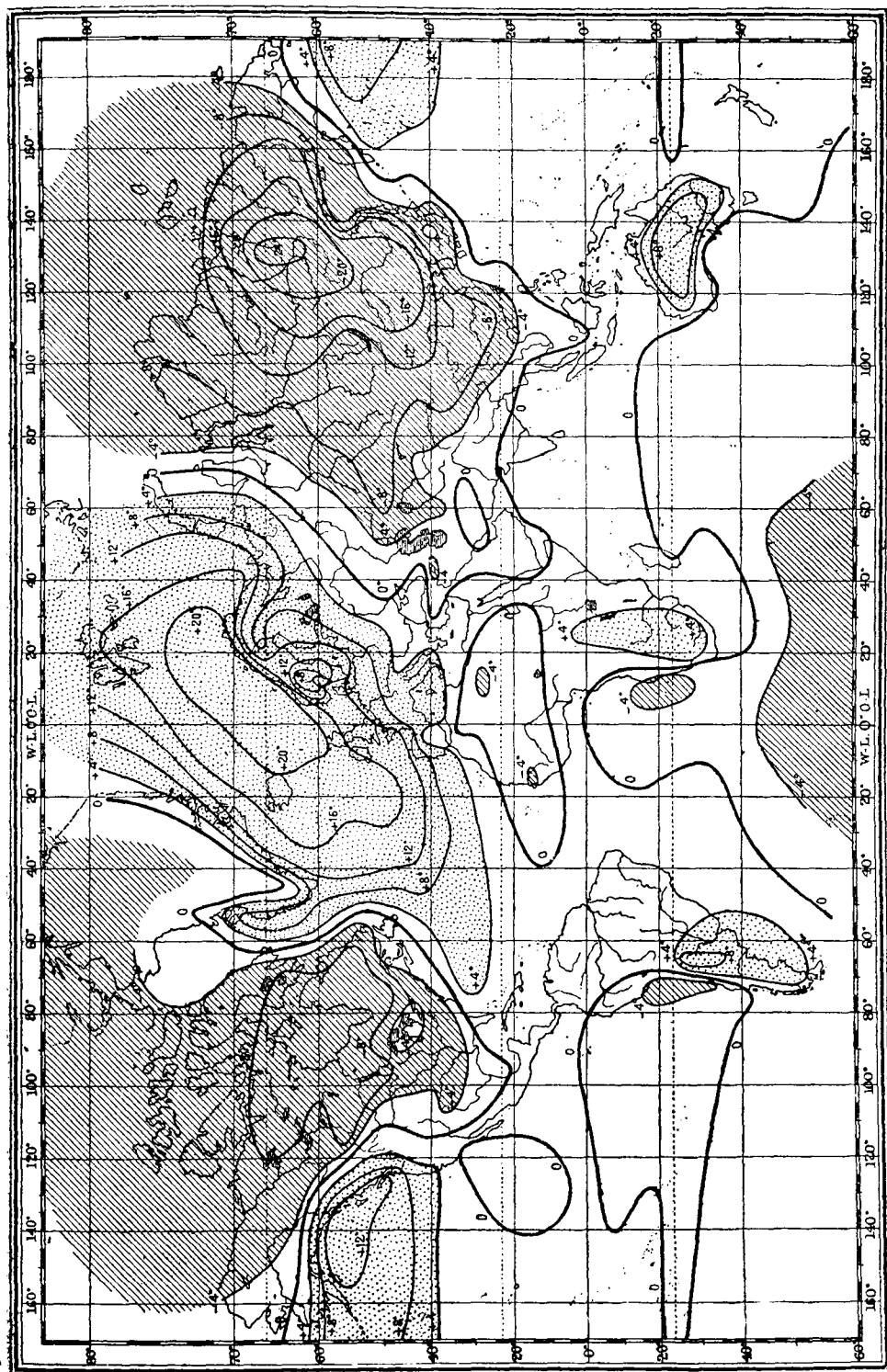


Рис. 51. Январские изомалы температуры.

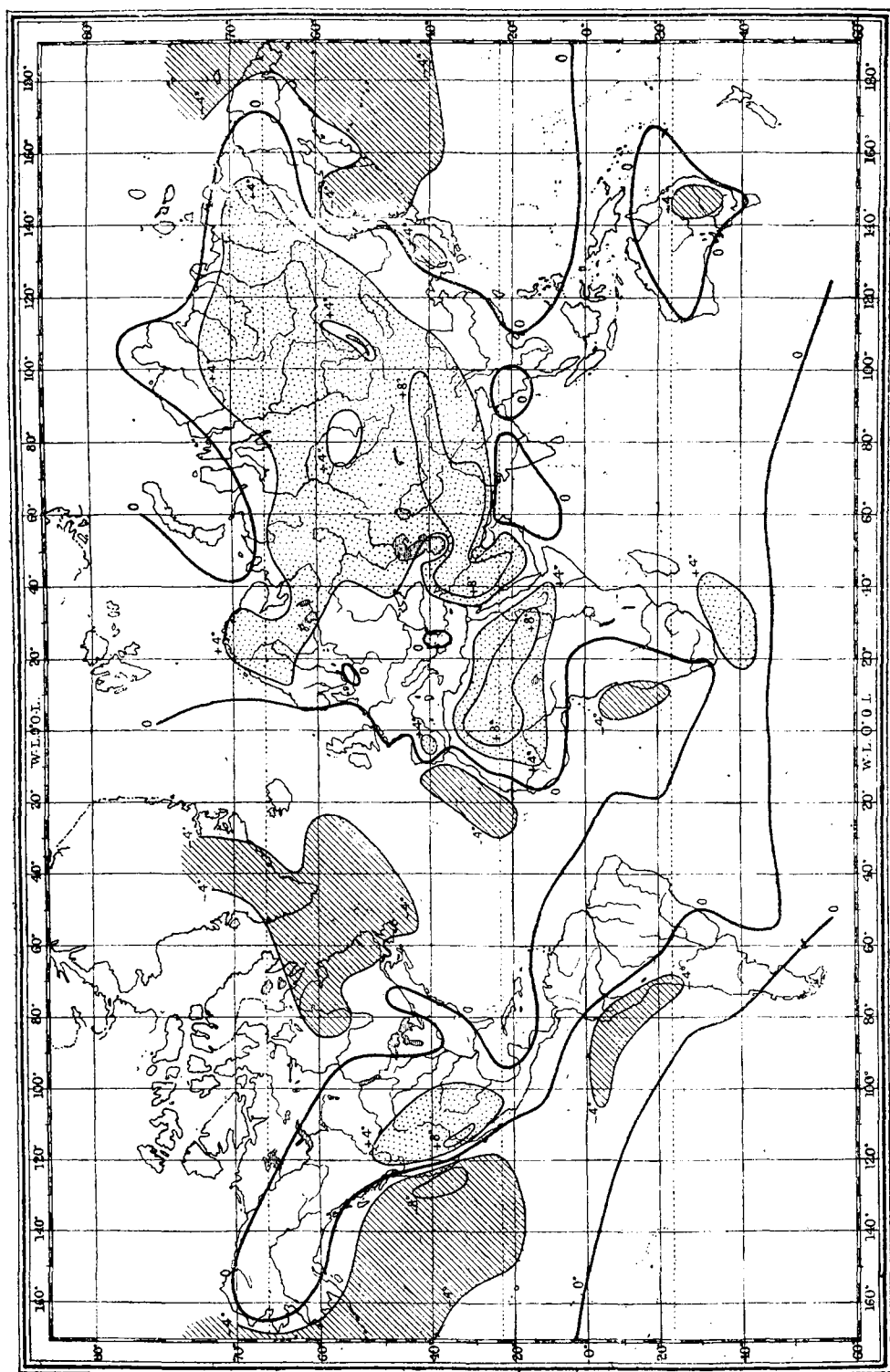


Рис. 52. Июльские изаномалы температуры.

кроме передней части ее и Индии, северная Америка, кроме западной части, тропическая часть Великого океана и южная часть Атлантического океана. Аномально теплыми оказываются: вся Европа с передней Азией и Индией, вся Африка, за исключением тропической части западного берега, Австралия, южная Америка, за исключением западной и северной части, вся северная половина Атлантического океана и Индийский океан. Остановимся для примера на параллели, соответствующей 60° с. ш.; здесь нормальная годовая температура равна -1.1° ; в то же время средняя температура для Христиании равна 5.1° , для Ленинграда 4.1° (по последним данным) и для Охотска -5.2° ; таким образом для Христиании термическая аномалия равна $+6.2^{\circ}$, для Ленинграда $+5.2^{\circ}$ и для Охотска -4.1° .

Карты перемещений изотерм. До сих пор мы рассматривали среднее тепловое состояние нижних слоев атмосферы. Большой интерес представляет собою вопрос о том, как перемещаются в течение года различные изотермы. Рис. 54 дает нам карту перемещения изотермы в 0° через каждые 15 дней. Из этой карты мы видим, что 15 января нулевая изотерма имеет вид двух сторон прямого угла, вершина которого расположена на юго-востоке Франции; одна сторона этого угла идет почти на север, другая на восток; к 1 мая вершина этого угла перемещается уже в Лапландию, причем угол между обоими ветвями изотермы делается острым. Эта изотерма проходит 1-го января через Брюссель; Ленинграда она достигает только 8 апреля, т. е. более, чем через 3 месяца. Подобного рода карты дают возможность проследить постепенное нарастание тепла от зимы к лету и обратно; они могут иметь большое значение для фенологических исследований, т. е. для учения о периодических явлениях в жизни животных и растений.

В этом отношении большой интерес представляют исследования проф. Д. Н. Кайгородова над весенним перелетом птиц. Он показал, что весеннее поступательное движение кукушки, белого аиста и соловья находится в прямой связи с температурой воздуха; при этом линия изохрон первого кукования кукушки и первой песни соловья обнаруживают большое сходство с линиями апрельских изотерм; в то же время линия изохрон прилета белого аиста весьма сходна с линиями мартовских изотерм.

Непериодические изменения температуры. До сих пор мы рассматривали суточные и годовые колебания температуры воздуха. Кроме указанных периодических изменений, наблюдения обнаруживают непериодические изменения температуры воздуха, производимые теми или другими возмущениями в атмосфере, для которых трудно установить какой-либо период. Обычно, при характеристике того или другого метеорологического элемента, мы ограничиваемся лишь средним значением этого элемента за весь период наблюдений. Однако, весьма важно также знать, какие изменения претерпевает данный элемент в разные годы. Возьмем частный пример: Вальд, на основании 123-летних наблюдений над температурой воздуха в Ленинграде (1752—1879 г.г.), нашел, что средняя годовая температура воздуха за весь этот период составляет для Ленинграда 3.18° . Однако, в отдельные годы средняя годовая температура значительно отклонялась от 3.18° ; так, напр., в 1826 году она достигала 5.64° (максимальная годовая), а в 1899 году опускалась до 0.53° (минимальная). Отсюда находим, что средняя годовая температура изменялась в пределах 5.11° . Приведенная величина, дающая нам разность между наибольшей и наименьшей средней годовой температурой, называется абсолютной изменчивостью

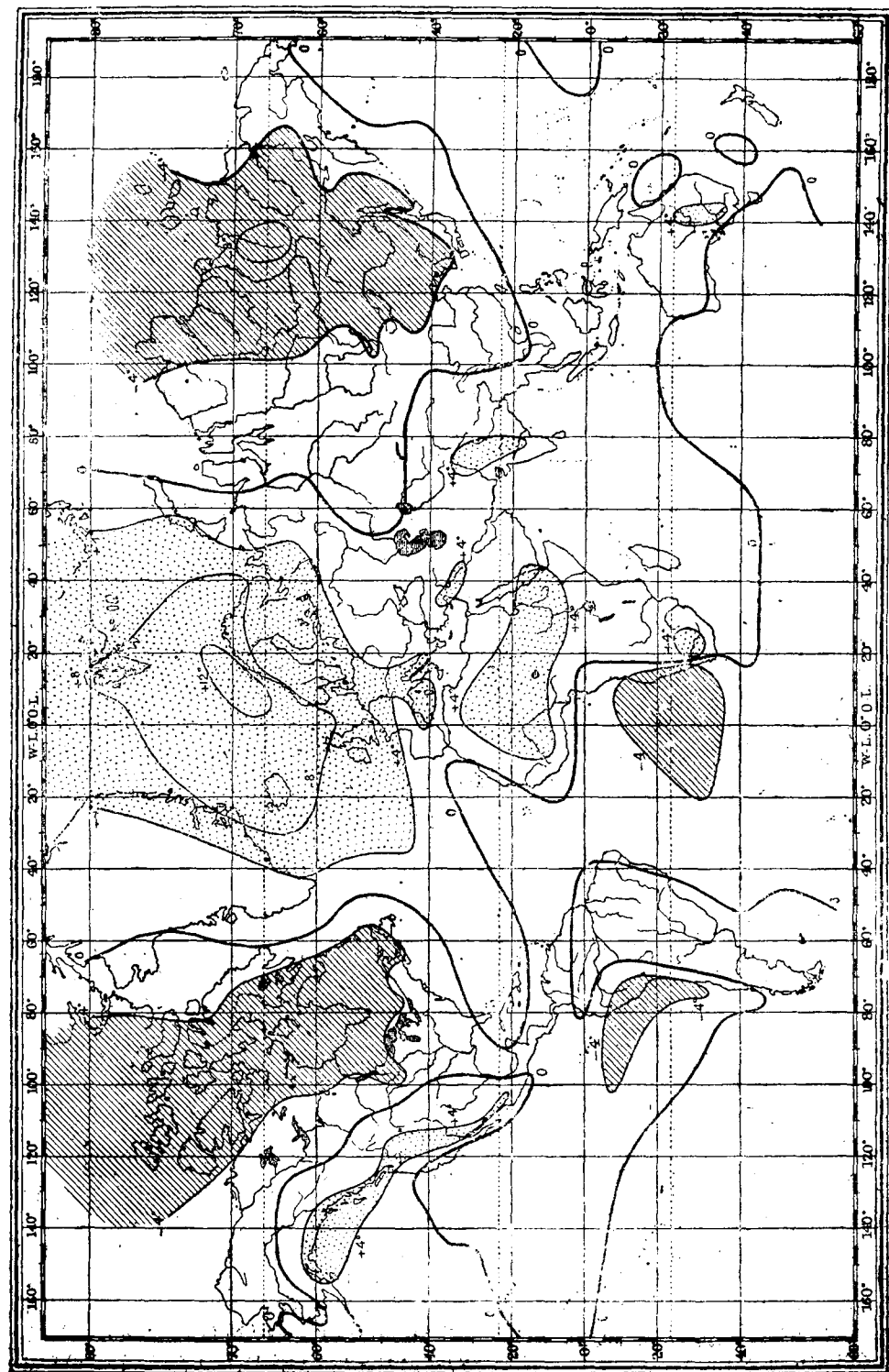


Рис. 53. Годовые изаномалы температуры.

годового среднего. Точный анализ годовых средних температур, произведенный Вильдом для Ленинграда, показал, что в течение указанных 128 лет не было постоянного постепенного изменения температуры в одну сторону, но продолжительные ряды более холодных годов перемежались с рядами более теплых годов; сверх того,

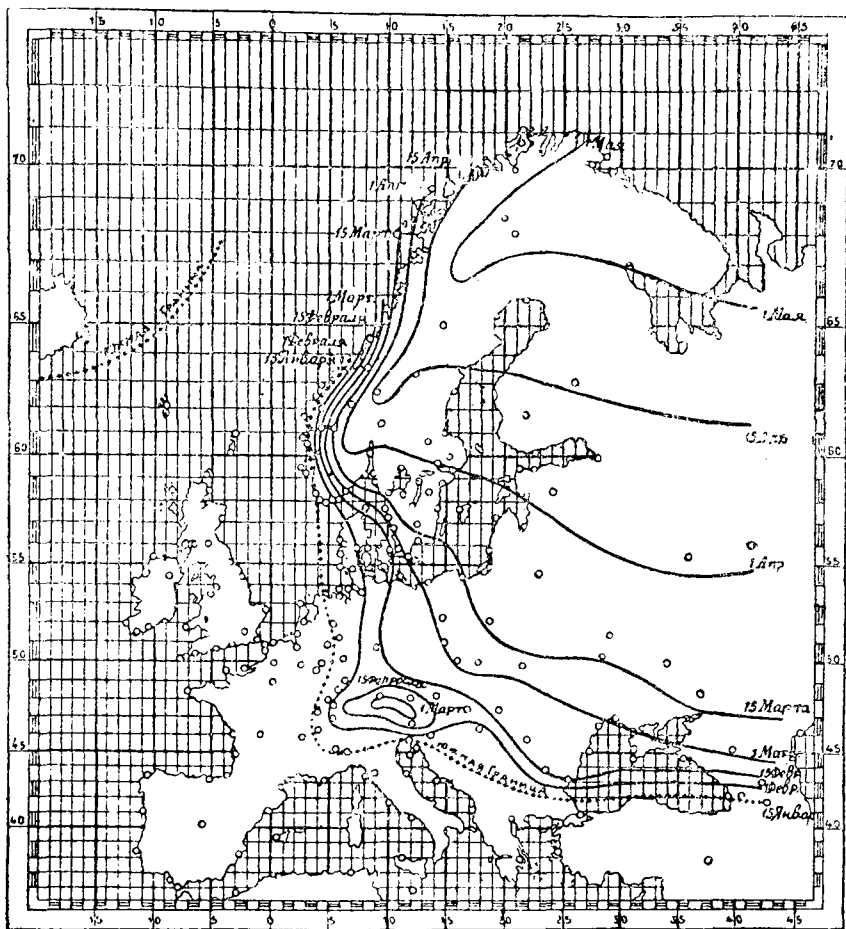


Рис. 54. Перемещение январьской изотермы.

пятнадцатилетние средние позволили установить периодические повышения и понижения температуры, причем величина периода составляла около 23 лет, а величина амплитуды этих периодических колебаний от 1° до 2°.

Аналогичным способом Риццо обработал 138-летние наблюдения над температурой в Турине и пришел к выводу, что для Турина обнаруживается 19-летний период смены более теплых и более холодных годов. Получаемые таким образом периоды в 23, 19 и т. д. лет представляются весьма сомнительными, и потому указанные изменения средних годовых температур относят к непериодическим изменениям. Весьма существенно, как в приведенных примерах, так и в ряде других (европейских и американских) то, что многолетние наблюдения не обнаруживают ни увеличения, ни понижения средней годовой температуры за последние два столетия; также целый ряд других данных говорит

за то, что за весь исторический период средняя годовая температура на нашей земле не обнаруживает постоянного, систематического изменения в какую-нибудь одну сторону.

Еще более значительные колебания получаются для средних месячных температур. Так, напр., для Ленинграда средние месячные температуры за тот же период колебались в следующих пределах:

Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.
19.8°	18.4°	12.2°	11.2°	13.0°	8.6°	9.1°	7.1°	6.9°	9.6°	14.2°	18.1°

Приведенные числа дают нам абсолютную изменчивость месячных средних; абсолютная изменчивость для Ленинграда, а также и для других мест, оказывается значительно больше зимой, чем летом. Объясняется это тем, что расстояния между изотермами летом в северном полушарии больше, чем зимою, вследствие чего в летнее время всякого рода атмосферные возмущения производят меньшие перемены в температуре, чем при более тесном расположении изотерм зимою.

Если мы обратимся теперь к ежедневным температурам, то для них абсолютная изменчивость оказывается еще большей; происходит это вследствие того, что многие из возмущений, действующих на ежедневные средние, в значительной мере компенсируются в средних месячных.

До сих пор мы рассматривали абсолютную изменчивость температуры; однако, более важное значение имеет не абсолютная, а средняя изменчивость; она позволяет судить о том, в каких пределах вообще колеблются средние значения метеорологических элементов и служит мерою точности среднего значения или мерою вероятного отклонения (погрешности) от этого среднего. Чтобы определить среднюю изменчивость температуры для какого-нибудь месяца, мы должны найти отклонение средних месячных температур каждого года от общей средней месячной; полученные отклонения следует затем сложить, не обращая внимания на знак, и полученную сумму разделить на число лет. Таким образом для Ленинграда мы получаем, по Вильду, следующие значения средней изменчивости месячных средних:

Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Сред.
3.16°	2.90°	2.29°	1.62°	1.53°	1.34°	1.46°	1.33°	1.26°	1.49°	1.92°	3.09°	1.95°

Средняя величина изменчивости за 12 месяцев весьма различна в разных местах. Для Ленинграда, как указано в таблице, она равна 1.95°, для Москвы 2.21°, Архангельска 2.29°, Усть-Сысольска 2.35°, Семипалатинска 2.06°, Тифлиса 1.26°, Пекина 1.04°. Вообще она обнаруживает быстрое и значительное уменьшение с приближением изнутри континента к Атлантическому океану, особенно в северо-западной Европе, тогда как в Белом море и вблизи него достигает максимума. В значительно более слабой мере уменьшается изменчивость с приближением к Тихому океану, так что на той же параллели величина изменчивости на восточном берегу континента больше, чем на западном. Сверх того, на всем Европейско-Азиатском материке, за исключением западных берегов, замечается уменьшение изменчивости от севера к югу.

Что касается средней изменчивости годовой температуры, то для нее обнаруживаются два максимума, достигающие 1.0°, а именно, в северной части западной и средней Сибири и над Белым морем и севером Финляндии; в общем распределение ее такое же, как и средней месячной изменчивости; для Ленинграда она равна 0.76°, для Москвы 0.77°, Архангельска 0.99°, Якутска 1.02°, Нарыма 1.40°. Высота места над уровнем моря дает в среднем увеличение изменчивости около 0.007 на 100 м. поднятия.

Независимо от того значения, которое имеет само по себе изучение изменчивости средних годовых и месячных температур, оно весьма важно для суждения о степени точности получаемых нами многолетних годовых и месячных температур. В самом деле, отступления отдельных ежедневных, ежемесячных средних от совершенно определенного и правильного годового хода и отступления отдельных годов от многолетнего среднего можно рассматривать, как случайные отклонения в одну и другую сторону и по ним можно вычислить, на основании теории вероятности, вероятную погрешность результата, полученного за определенное число лет наблюдений. По формуле Фехнера, для большого числа лет эта погрешность выражается формулою:

$$F = 1.1955 \frac{V}{\sqrt{2n-1}},$$

где V — средняя изменчивость и n — число периодов, из которых определены средние. Таким образом вероятная погрешность средних ежемесячных температур для Ленинграда за 120 лет следующая:

Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.
$\pm 0.24^\circ$	0.22°	0.18°	0.13°	0.12°	0.10°	0.11°	0.10°	0.10°	0.12	0.15°	0.24°	$\pm 0.06^\circ$

Как показывает теория вероятности, вероятная погрешность среднего вывода изменяется обратно пропорционально корню квадратному из числа данных наблюдений; если F и F_1 суть вероятные погрешности для наблюдений за n и n_1 лет, то

$$F_1 : F = \sqrt{n} : \sqrt{n_1}.$$

Поэтому, если мы возьмем число лет в пять раз большее, то вероятная погрешность уменьшится в $\sqrt{5} = 2.24$ раза. На основании приведенной формулы, нетрудно решить следующую задачу: какое число лет n_1 потребуется для того, чтобы средняя температура была бы определена с вероятною погрешностью $F_1 = \pm 0.10$, если известно, что наблюдения за n дают погрешность F . Подставляя в предыдущую формулу $F_1 = 0.10^\circ$, найдем:

$$n_1 = n \cdot 100 \cdot F^2.$$

Примем за предел точности для нормальных месячных и годовых средних температур 0.1° , тогда найдем, что для уменьшения вероятной погрешности до $\pm 0^\circ.1$ необходимо следующее число лет наблюдений в Ленинграде для различных месяцев:

Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год
717 лет	604	376	188	168	129	153	127	114	159	265	685	41.

Для получения средней годовой температуры с точностью $\pm 0.10^\circ$, требуется для Усть-Сысольска и Кронштадта 67 лет, а для Тифлиса всего лишь 12 лет. Для получения той же точности для отдельных месяцев требуется значительно большее число лет, особенно зимою; так, например, Усть-Сысольск требует для декабря 1031 год. Кронштадт для января 1066 лет и Семипалатинск для декабря даже 1176 лет; в то же время Поти и Пекин требуют для января 94 года. Из приведенных примеров видно, что ни для одной из станций нет надежды получить в ближайшем будущем нормальные температуры для зимних месяцев с точностью $\pm 0.10^\circ$. Зимние месяцы требуют для этого, приблизительно, вчетверо большее число лет, по сравнению с летними.

Для характеристики изменчивости температуры приведем абсолютные максимальные и минимальные температуры для каждого месяца в Ленинграде за 123 года и в Москве за 71 год:

	Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.
Л е н и н г р а д :												
Макс.	5.6°	6.0°	12.8°	22.2°	30.0°	34.4°	36.1°	34.0°	29.2°	20.8°	13.3°	7.5°
Мин.	—39.0	—37.5	—33.3	—24.0	—10.0	—1.5	4.4	0.0	—3.9	—14.4	—26.2	—35.2
Разн.	44.5	43.5	46.1	46.2	40.0	35.9	31.7	34.0	33.1	35.2	39.5	42.7.
М о с к в а :												
Макс.	6.0°	6.3°	17.5°	25.0°	35.0°	33.8°	36.3°	37.5°	31.2°	22.5°	13.8°	8.0°
Мин.	—42.5	—38.2	—31.4	—23.9	— 5.0	1.4	6.2	2.2	—6.7	—15.0	—27.6	—41.3
Разн.	48.5	44.5	48.9	48.9	40.0	32.4	30.1	35.3	37.9	37.5	41.4	49.3.

Для Ленинграда за 128 лет температуры колебались в пределах от—39.0° до 36.1° и в Москве за 71 год от—42.5° до 37.5°, т. е. в пределах 75.1° и 90.0°. Однако, приведенные пределы надо считать преуменьшенными (особенно для Москвы), так как выведены они на основании срочных наблюдений, а не отсчетов максимальных и минимальных термометров и, кроме того, выведены за ограниченное число лет.

Для характеристики изменчивости температуры и других метеорологических элементов можно также определять изменения температуры от одного дня к другому и затем брать среднее арифметическое этих изменений, не обращая внимания на знак изменения. Таким образом мы можем составить среднее изменение температуры за отдельные месяцы и за год. Так, Вильдом были составлены средние изменения температуры для Ленинграда в отдельные месяцы:

Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.
3.50°	3.24°	2.50°	1.87°	2.02°	1.80°	1.49°	1.33°	1.44°	1.70°	2.21°	3.04°.

Нетрудно видеть, что средние изменения ежедневных температур зимою значительно больше, чем летом; годовой ход этих изменений получается приблизительно такой же, как и для средней изменчивости температуры. Точно также можно вычислить среднее изменение месячных температур от одного месяца к следующему и, наконец, среднее изменение годовой температуры от одного года к следующему. Так, для Ленинграда среднее изменение годовой температуры составляет 1.39°.

Как показали исследования Ханна, изменения температуры от одного дня к следующему увеличиваются с увеличением широты; кроме того, они больше при континентальном климате, чем при морском; наибольшие изменения наблюдаются на севере западной Сибири и особенно на севере Америки в Канаде; в западной Сибири эти изменения достигают 4—5°, а в северной Америке 5—5.5°; в западной и средней Европе они колеблются в пределах 1.9—2.4° (в Ленинграде 2.3°), на юге Европы 1.0—1.5°. Летом указанные изменения меньше, чем зимою, особенно при континентальном климате, а также в полярных странах, в которых температура в летние месяцы оказывается чрезвычайно постоянной. Наименьшие изменения ежедневных температур в умеренных широтах Европы и Азии имеют место в апреле, а в Северной Америке—в июле и августе.

Фиккер показал, что величина указанных изменений температуры зависит от температурных условий данного месяца, причем зависимость эта для различных местностей различна. Так, напр., в северной Европе и в западной Сибири изменения температуры от одного дня к следующему в зимнее время оказываются увеличенными в слишком холодные месяцы и преуменьшенными в слишком теплые; в летнее время имеет место обратное соотношение. В восточной Сибири, напротив того, в слишком холодные месяцы зимою изменения ежедневных температур оказываются пониженными. Кеппен объясняет это климатическими особенностями рассматриваемых местностей; там, где преобладает вообще пасмурная погода, большие холода зимою и сильные жары летом представляют исключения и связаны с очень большими отклонениями от средних значений (северная Европа и западная Сибирь); тогда как, в местах с преобладающей ясной погодой зимние холода и летние жары представляют обычное явление и им соответствуют малые отклонения от средних (восточная Сибирь).

Заслуживает также внимания средняя продолжительность повышения или понижения температуры или среднее число дней, в продолжение которых температура от одного дня к следующему увеличивается или уменьшается. Вычисления показывают, что продолжительность повышения температуры вообще несколько больше, чем продолжительность понижения. Согласно подсчетам Ханна, в западной части Австрии средняя продолжительность повышения температуры 2.5 дня, понижения - 2.2 дня; получается таким образом температурная волна продолжительностью в 4.7 дня; в течение месяца таких волн проходит в среднем от 6 до 7. Весною и осенью эти температурные волны более длительны, зимою и летом более коротки.

Приведение средних температур к одинаковым периодам. Как мы видели выше, средние месячные и средние годовые температуры обнаруживают большую изменчивость; вследствие этого средние температуры, выведенные для различных рядов лет, могут значительно отличаться между собою, если ряды эти недостаточно длинные. По той же причине нередко представляется весьма затруднительным сравнение между собою средних температур двух соседних станций, если средние эти выведены за различные периоды лет; в таких случаях разности температур могут быть обусловлены не действительными различиями температур самих станций, а различиями температур в разные периоды лет. Вследствие этого, при сравнении между собою средних температур различных мест, надежные результаты могут быть получены лишь в том случае, когда сравниваемые температуры относятся к одному и тому же ряду лет. Если ряды лет для сравниваемых станций неодинаковы, то необходимо привести наблюдения к одному и тому же периоду. Приведение это очень удобно делать по способу, предложенному Ханном. Основывается этот способ на том, что резкие изменения погоды охватывают обычно довольно обширные районы и разности температур, одновременно наблюдаемых на соседних станциях, отличаются значительно большим постоянством, чем сами наблюдаемые температуры. Для пояснения воспользуемся следующим примером Ханна: сравним между собою средние декабрьские температуры за 1875—1884 г. г. для Вены и для Кремса, отстоящего на расстоянии 55 км. от Вены. Вычисления показывают, что средняя декабрьская температура в Кремсе за эти 10 лет составляет -0.39° , а в Вене $+0.08^{\circ}$; разность температур, следовательно, равна -0.47° . Если подсчитать для Кремса среднюю изменчивость декабрьской месячной температуры, то она окажется равной 2.25°, причем вероятная погрешность этой

десятилетней средней составляет $\pm 0.61^\circ$. В то же время, если мы подсчитаем разности декабрьских температур между Кремсом и Веною и для этих разностей вычислим среднюю изменчивость, то найдем, что средняя изменчивость разностей декабрьских температур за те же 10 лет составит всего лишь 0.21° и вероятная погрешность всего лишь $\pm 0.06^\circ$. Пример этот показывает, каким постоянством отличается разность температур двух соседних станций. Так как средняя декабрьская температура Вены за 50 лет (1831—1880 г.г.) равна -0.20° и так как найденная нами разность температур между Кремсом и Веною равна -0.47° , поэтому средняя температура Кремса за тот же 50-летний период составит -0.67° ; наблюдения же дают для Кремса среднюю температуру за декабрь 1875—1879 г.г. -2.2° и за 1880—1884 г.г. $+1.5^\circ$; числа эти показывают, насколько необходимо приводить температуры к одинаковому периоду лет.

Вычисление отдельных разностей температур чрезвычайно важно и в том отношении, что позволяет очень просто определить всякого рода случайные ошибки. Сравнимые станции должны занимать по возможности одинаковое положение; если одна станция находится в долине, то нельзя брать для сравнения другую станцию, расположенную на склоне или вершине горы. Согласно вычислениям Ханна, станции, отстоящие на расстоянии 100 и 200 км., дают разности температур с точностью до 0.1 зимою за 18 и 33-летние периоды, а летом за 8 и 13-летние. Приведенные примеры относятся к средней Европе; вычисления Е. С. Рубинштейн показали, что для Европейской части СССР получаются еще меньшие отклонения.

Городские температуры. Даже при самой тщательной установке термометров, внутри городов почти всегда получается несколько повышенная средняя температура воздуха по сравнению с соседними открытыми местами. Вследствие этого, если перенести метеорологическую станцию из города в открытую местность, то получаются более низкие температуры. Напротив того, при застройке зданиями открытого места, термометр в будке начинает давать повышенную температуру.

Приведем для примера средние месячные и годовую температуру за один и тот же период в Ленинграде для двух станций, из которых одна находится в городе, другая на окраине города, в Лесном на открытой поляне, на расстоянии 5—6 км.:

	Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год
Город	-7.61	-7.72	-4.14	2.76	9.48	14.62	17.48	15.51	10.57	4.67	-0.93	-5.49	4.10
Лесное	-8.14	-8.26	-4.74	2.46	9.38	14.19	16.85	14.68	9.76	4.03	-1.43	-6.05	3.56
Разн.	0.53	0.54	0.60	0.30	0.10	0.43	0.63	0.83	0.81	0.64	0.50	0.56	0.54

Числа эти показывают, что в среднем за год температура в Лесном на 0.54° ниже, чем в городе.

Следующая табличка дает разности температур в Париже между городом и его окрестностями (парк Сан-Мор) в различные часы дня:

Часы	6 ч. у.	9 ч. у.	Пл.	3 ч. д.	6 ч. в.	9 ч. в.	Среднее.
Зима	1.4	0.6	0.2	0.3	1.2	1.5	1.1
Лето	2.3	-0.3	0.0	0.2	0.8	2.5	1.1

В дневные часы разности невелики, вечером же и ранним утром город значительно теплее. Вообще температура повышается и понижается в городе медленнее, чем в открытой местности, так как охлажденные или нагретые дома замедляют повышение или понижение тем-

пературы. Защищенное положение города способствует более значительному нагреванию воздуха, благодаря сравнительно малой вентиляции и нагревающему действию стен домов; тогда как ночью город защищает от усиленного охлаждения, вызываемого ночным лучеиспусканием.

Среднее арифметическое, центральное и вершинное (наиболее повторяющееся) значение температур. До сих пор для характеристики температуры на основании целого ряда значений, мы пользовались средним арифметическим отдельных температур. Если у нас имеется ряд отдельных значений температур: $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$, то среднее арифметическое их будет:

$$A = \frac{a_1 + a_2 + \dots + a_n}{n}$$

Нетрудно показать, что среднее арифметическое обладает тем свойством, что сумма положительных отклонений отдельных значений от A равна по абсолютной величине сумме таких же отрицательных отклонений и что следовательно алгебраическая сумма отклонений всех отдельных значений от A равна нулю. Докажем это положение. Пусть мы подыскали такое значение температуры M , для которого алгебраическая сумма отклонений $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ от M равна нулю, тогда, очевидно,

$$(M - a_1) + (M - a_2) + (M - a_3) + \dots + (M - a_n) = 0.$$

Открывая скобки и делая приведение, получим:

$$n \cdot M = a_1 + a_2 + a_3 + \dots + a_n,$$

откуда

$$M = \frac{a_1 + a_2 + a_3 + \dots + a_n}{n} = A.$$

Таким образом находим, что при M , равном A , сумма положительных отклонений отдельных значений от A равна по абсолютной величине сумме таких же отрицательных отклонений.

Чтобы получить центральное значение какой-нибудь величины, надо отдельные значения расположить в ряд по мере их возрастания или убывания; центральное значение C будет то из данных значений, которое занимает среднее место в нашем ряду. Очевидно, число положительных отклонений отдельных значений от центрального значения C равно числу таких же отрицательных отклонений. Центральное значение C получается непосредственно, если число отдельных значений нечетное; если же оно четное, то надо взять среднее арифметическое двух значений, занимающих среднее место в нашем ряду.

Вершинное значение получается следующим образом: расположим отдельные значения наших температур в ряд по их величине и разделим его на отдельные группы, соответствующие одинаковым интервалам температуры, напр., через каждый градус и затем подсчитаем число отдельных значений, входящих в каждую группу; таким образом мы получим повторяемости отдельных значений для каждого интервала температуры. Возьмем затем прямоугольную систему координат; будем на оси абсцисс откладывать температуры, соответствующие нашим интервалам, а за ординаты примем найденные нами повторяемости; соединив концы ординат, мы получим некоторую кривую повторяемости температур; вершина построенной кривой даст нам воз-

возможность найти вершинное значение температуры; для этого мы должны отсчитать значение абсциссы, соответствующее вершине кривой. Если, напр., вершине соответствует абсцисса в 0.8° , то 0.8° даст нам вершинное значение температуры. Нетрудно видеть, что вершинное значение температуры есть в то же время значение наиболее часто повторяющейся температуры.

Если бы кривая повторяемости была вполне симметрична в обе стороны от вершины, то вершинное значение температуры совпадало бы с средним арифметическим; однако, такая симметричность обычно не имеет места и оба значения температуры не совпадают. Так, напр., в средней и северной Европе зимою температуры, более высокие, чем средняя, встречаются чаще; вследствие этого наиболее часто повторяющаяся температура оказывается несколько выше, чем средняя. Летом получается обратное соотношение; так, напр., в Берлине за период 1848—1885 г.г. наиболее часто повторяющаяся температура в декабре 1.0° , тогда как средняя месячная равна 0.8° ; в январе первая равна 1.5° , вторая— 0.3° ; напротив, летом наиболее повторяющаяся температура лежит между 17° и 18° , тогда как средняя равна 18.2° . Причина такого расхождения обеих температур объясняется особенностями климата Европы: в Европе вполне ясные дни, дающие зимою сильные холода и летом сильные жары, встречаются сравнительно редко; вследствие этого наибольшие отрицательные отклонения зимою и наибольшие положительные отклонения летом сравнительно редки; эти наибольшие отклонения должны оказывать большое влияние на среднюю температуру, понижая ее зимою и повышая ее летом; на вершинное же значение температуры они оказывают малое влияние, так как встречаются сравнительно редко.

В тропическом климате, как показывают наблюдения, вершинные и средние значения температур совпадают. Так, например, в Бомбее разность между этими величинами равна 0.2° в период октябрь—январь (среднее значение ниже) и 0.1° с февраля по сентябрь (среднее значение выше).

Необходимо отметить, что надежные значения для наиболее повторяющейся температуры могут быть получены лишь из длинного ряда лет наблюдений (для Европы не менее 50 лет); кроме того, нередко по соседству с главной вершиной кривая повторяемости дает еще вторичные вершины. Наконец, надо иметь в виду, что вершинные значения для различных мест весьма трудно приводить к одинаковым периодам. Все это в значительной мере осложняет задачу вычисления вершинных значений.

Наибольшие и наименьшие температуры воздуха. Наибольшая средняя годовая температура имеет место в Массауе в Красном море, а именно 30.2° , а также в Лугхе в восточной части Земли Сомали ($3^\circ 5'$ ю. ш. и $42^\circ 35'$ в. д.) 30.8° .

Самая низкая средняя годовая температура отмечена в Фрамгейме ($78^\circ 33'$ ю. ш. и $163^\circ 37'$ з. д.) экспедицией Амундсена, а именно— 25.8° . Так как южный полюс, согласно расчетам Люна и Симпсона, лежит на высоте 2600 м., то средняя годовая температура должна быть здесь значительно ниже— 30° . Для центральной, наиболее высокой части Гренландских ледяных полей (75° с. ш., высота 3000 м.) Вегенер принимает среднюю годовую температуру около— 32° .

Наиболее высокая средняя месячная температура наблюдалась на станции Гринленд Рэндж в Долине Смерти, расположенной в низине между двумя горными цепями, на границе Калифорнии и Невады; здесь средняя июльская температура 38.9° . Очень высока также средняя

июньская температура в Джакобабаде в западной Индии ($28^{\circ}17'$ с. ш., $68^{\circ}29'$ в. д.), а именно 36.5° .

Самая низкая средняя месячная температура наблюдается в Верхоянске; здесь она в январе составляет -50.5° .

Наибольшая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха имеет место в Верхоянске; как сказано выше, в январе средняя температура -50.5° , в июле 15.4° и годовая амплитуда достигает 65.9° .

Наименьшая годовая амплитуда наблюдается на малых островах тропической части Тихого океана. Так, на коралловом острове Ялуит, относящемся к Маршалльским островам, годовая амплитуда составляет всего лишь 0.4° , а на острове Науру 0.6° .

Суточные колебания особенно велики в высоко расположенных степях и пустынях; так, в Каламе в Чили на высоте 2250 м. средняя суточная амплитуда за год составляет 22.8° , в Келате в Афганистане на высоте 2070 м. 21.6° .

Большой интерес представляет вопрос относительно наиболее высокой температуры воздуха на земном шаре. Однако, точное измерение высоких температур связано с большими трудностями; наиболее высокая температура, отмеченная в термометрической будке, составляет 56.6° в Долине Смерти на границе Калифорнии и Невады; эта высокая температура отмечена во время семидневной чрезвычайно жаркой погоды с 8 июля по 14 июля 1913 года, когда максимальная суточная температура колебалась от 52.7° до 56.6° . Вообще в разных местах Северо-Американских пустынь Аризоны, Калифорнии и Новой Мексики наблюдались температуры от 51° до 54° . Согласно последним данным, в Азизии в Триполитании в 40 км. на юг от Триполиса наблюдалась даже температура в 58° .

Самая низкая температура наблюдалась в Верхоянске -70° .

Влияние растительного покрова на температуру нижних слоев воздуха. Во время инсоляции солнца, при отсутствии растительного покрова, лучистая солнечная энергия поглощается в значительной своей части поверхностью почвы; в дневные часы она сильно нагревается и нагревает прилежащие слои воздуха; при этом наиболее нагретой оказывается поверхность почвы и непосредственно прилегающий к ней воздух; далее вверх температура постепенно понижается. В ночные часы поверхность почвы, лишенная растительного покрова, беспрепятственно излучает тепло и постепенно охлаждается, вследствие чего в ясную погоду поверхность почвы имеет в ночные часы наименьшую температуру; наименьшую температуру имеет и слой воздуха, непосредственно к ней прилегающий, далее вверх температура постепенно повышается. Таким образом, как во время инсоляции солнца, так и излучения, при отсутствии растительного покрова, деятельной поверхностью является поверхность почвы. Понятие о деятельной поверхности или деятельном слое было введено в науку впервые проф. А. И. Воейковым.

Если поверхность почвы одета густым растительным покровом, то условия нагревания и охлаждения ее изменяются. В этом случае лучистая энергия солнца в значительной мере поглощается растительным покровом и температура последнего повышается и при том нередко значительно больше, чем температура почвы под покровом. Вследствие этого, при наличии густого, мощно развитого растительного покрова, наиболее высокая температура воздуха оказывается во время инсоляции у внешней поверхности растительного покрова; от этого слоя температура воздуха должна убывать как в направлении вверх, так и вниз. Деятельной поверхностью является в этом случае

не поверхность почвы, а внешняя поверхность растительного покрова.

В этом отношении весьма интересны наблюдения Л. Ф. Рудовица над распределением температуры воздуха в присутствии древесной растительности, произведенные в Боровом лесничестве Самарской губернии. В виде примера приведем одно из его наблюдений 18 июня 1906 года, при безоблачном небе и тихой погоде, в 12 часов дня:

Высота над почвою.	Температура.
0 см. (поверхность почвы)	21.3°
10 " над почвою	28.8
35 " " " (поверхность хвои)	38.6
40 " " "	34.2
75 " " "	29.8

Действительно, наивысшая температура воздуха имела место на поверхности хвои и превышала на 17.3° температуру почвы под сосною и на 8.8° температуру воздуха на высоте 40 см. над хвоей; от поверхности хвои как вверх, так и вниз к почве, температура воздуха убывает. Рис. 55 дает графическое изображение такого распределения температуры.

Точно также в ночные часы при ясной погоде излучение происходит не с поверхности почвы, защищенной растительным покровом, а с внешней поверхности самого растительного покрова; вследствие сильного излучения, температура на поверхности этого покрова значительно понижается; в результате наименьшая температура воздуха устанавливается у внешней поверхности растительного покрова; отсюда вверх и вниз температура возрастает. Примером такого распределения температуры могут служить наблюдения Л. Ф. Рудовица в ночные часы над тою же куртиною сосен. Так, в 8 час. вечера, он наблюдал

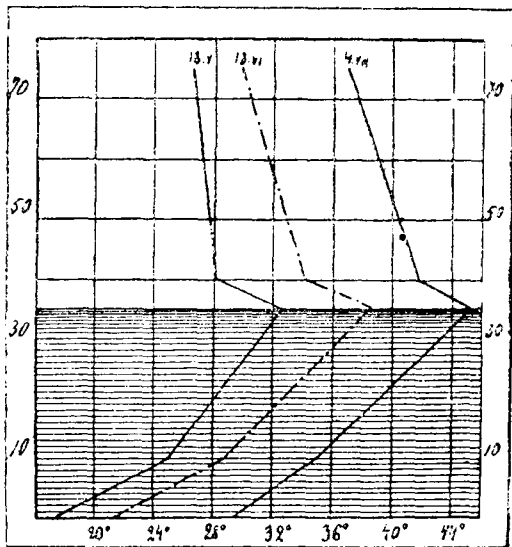


Рис. 55. Температура около хвои в дневные часы.

ясную, безветренную погоду 18 мая, следующее распределение температур:

Высота над почвою.	Температура.
0 см. (поверхность почвы)	16.2°
10 " над почвою	11.7
35 " " " (поверхность хвои)	8.3
40 " " "	11.0
75 " " "	11.8

Приведенный пример показывает, что температура почвы под сосною превышала температуру воздуха у поверхности хвои на 7.9°; температура же воздуха на высоте 40 см. над хвоей превышала температуру у поверхности хвои на 3.5°; таким образом, в присутствии

сосны во время излучения наименьшая температура была у поверхности хвои, а вверх и вниз к почве температура возрастала. Рис. 56 дает графическое изображение распределения температуры воздуха в присутствии сосны во время излучения. Таким образом и в ночные часы деятельной поверхностью излучения является не поверхность почвы, покрытой густой растительностью, но внешняя поверхность самой растительности.

Л. Ф. Рудовиц показал, что в случае двухъярусного насаждения при определенных условиях, когда через верхний полог проникает достаточное количество солнечного тепла, второй ярус может образовать второй деятельный слой; в таком случае распределение температуры по вертикали может значительно нарушаться: в дневные часы могут установиться два слоя с максимальной температурой у внешних поверхностей обоих ярусов насаждений; в ночные часы—два слоя с минимальной температурой.

Мы рассматривали случай древесной растительности; то же дает нам и травянистая растительность, если она достаточно мощная и покрывает почву густым покровом. Так, напр., проф. Г. А. Любославский дает для Лесного следующее распределение температуры в дневные часы в присутствии очень густого покрова из обыкновенных манжеток:

Высота над почвою	0 см.	10 см.	25 см.	30 см.	50 см.	120 см.	320 см.
Температура воздуха	25.8°	27.1°	32.8°	27.2°	26.7°	26.6°	25.2°.

Поверхность растительного покрова находится на 25 см. высоты над почвой и здесь температура воздуха оказывается наиболее высокой. Для той же растительности наблюдения в ночные часы дали следующее распределение температур:

Высота над почвою	0 см.	10 см.	25 см.	30 см.	50 см.	75 см.	320 см.
Температура воздуха	4.2°	3.0°	1.4°	2.3°	3.4°	3.8°	3.8°.

Минимум температуры имеется на высоте 25 см., т. е. у поверхности растительного покрова. При тихой погоде и безоблачном небе разности температур воздуха у внешней поверхности растительного покрова и на высоте 2—3 м. могут достигать 8°—10° как в дневные, так и в ночные часы.

Наблюдения в Лесном летом 1922 года над распределением температуры воздуха в случае густого растительного покрова из молодых елок и дубков дали следующие результаты:

Поверхность почвы.	Внутри крон.	У верхушек крон.	Выше крон.	На 2 м. высоты.	
Температуры в час дня при ясной погоде:					
19.68°	18.87°	23.21°	20.51°	20.16°	Елки (июнь)
19.19	20.10	22.13	21.64	20.82	Дубки (июль)
Температуры в 9 часов вечера при ясной погоде:					
12.44°	12.19°	11.79°	13.62°	13.88°	Елки (июнь)
14.21	13.08	12.62	15.04	15.70	Дубки (июль)

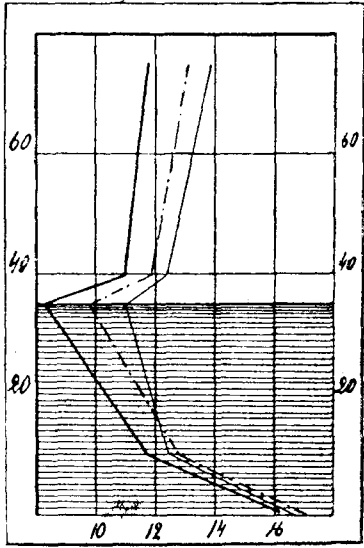


Рис. 56. Температура около хвои в ночные часы.

Числа эти показывают нам, что в дневные часы наибольшая температура воздуха имела место у верхушек крон, тогда как в ночные часы у верхушек крон наблюдалась наименьшая температура. В отдельные дни указанное распределение температур проявляется еще более резко, что видно из следующей таблички, дающей разности между температурой воздуха у поверхности растительного покрова и температурой почвы, а также между температурой воздуха у поверхности растительного покрова и температурой воздуха на высоте 2 м.:

	Растит. покров — почва.	Растит. покров — 2 м.
Разности температур в час дня:		
8 июня	+ 9.6°	+ 7.2°
14 июля	+ 7.1	+ 5.1
Разности температур в 9 часов вечера:		
14 июля	— 3.8°	— 4.2°
9 июля	— 3.3	— 4.3.

Если растительный покров недостаточно густой, то часть лучистой энергии солнца в дневные часы может достигать и поверхности почвы; в этом случае деятельной поверхностью может быть не только поверхность растительного покрова, но и поверхность почвы; условия распределения температуры в этом случае будут более сложными; при этом в дневные часы иногда максимум температуры наблюдается не только у поверхности растительного покрова, но одновременно и у поверхности почвы; иногда же, если растительность довольно редкая, имеется лишь один максимум у поверхности почвы.

Что касается распределения температуры в ночные часы, то минимум температуры отчетливо наблюдается у поверхности растительного покрова, даже и в случае сравнительно редкой растительности. Действительно, наблюдения в Лесном в 1918 году в присутствии редкой травянистой растительности давали в ночные часы отчетливый минимум у поверхности травянистого покрова; при этом в 9 часов вечера при ясной погоде получались в среднем следующие разности температур:

Растит. покров—почва.	Растит. покров—2 м. над почвою.
— 3.3°	— 1.3°.

В отдельные дни разности между температурой у поверхности травянистого покрова и температурой на поверхности почвы достигали в 9 час. вечера 6°. Напротив того, максимума в дневные часы у поверхности этого редкого покрова не наблюдалось.

Многочисленные наблюдения над температурой воздуха под кронами деревьев в лесу и на поле показали, что в среднем температура в лесу ниже, чем в поле. Ограничимся в виде примеров наблюдениями прусских лесных станций, а также наблюдениями у нас в Самарской губернии. Мы выбираем таким образом местности, весьма отличающиеся между собою в климатическом отношении. Для всех прусских лесных станций в среднем температура воздуха в лесу ниже, чем в поле: весной на 0.23°, летом на 0.76°, осенью на 0.35° и зимою на 0.05°. В отдельные месяцы получаются значительно большие разности, как видно из следующей таблицы, в которой даны разности для 8 часов утра и 2 часов дня:

Разности температур (Пруссия).

	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Год.
Поле-сосна	-0.11°	0.07°	0.24°	0.48°	0.69°	0.95°	1.10°	1.02°	0.77°	0.29°	0.02°	-0.03°	0.46°
Поле-ель	-0.28	-0.06	0.39	0.88	1.36	1.51	1.61	1.38	1.08	0.33	0.00	-0.13	0.67
Поле-бук	-0.11	-0.06	-0.08	-0.06	0.63	1.52	1.66	1.41	0.99	0.22	-0.01	-0.09	0.50

2 ч. дня.

Поле-сосна	0.45°	0.60°	0.63°	0.66°	0.87°	1.10°	1.45°	1.55°	1.45°	0.93°	0.49°	0.32°	0.87°
Поле-ель	0.66	0.94	1.25	1.53	1.38	1.30	1.66	1.65	1.62	0.99	0.68	0.40	1.17
Поле-бук	0.32	0.34	0.16	-0.10	0.69	1.91	2.23	2.09	1.90	0.87	0.33	0.21	0.91.

В июле, августе лес (особенно буковый) сильнее всего понижает температуру воздуха, менее всего — в декабре и январе. В зимние месяцы, в 8 часов утра, нередко наблюдались в лесу более высокие температуры, чем на полевых станциях. Разности температур вообще выше в дневные часы, нежели в утренние. В среднем за год наибольшее влияние на температуру воздуха оказывает ель; сосна и бук оказывают в среднем годовом почти одинаковое влияние. Однако, в летнее время, когда буковый лес покрывается листвою, охлаждающее действие его сказывается на температуре воздуха сильнее, чем в сосновых и даже еловых насаждениях.

В отдельные дни разности температуры могут быть значительно больше. Действительно, за 21 год наблюдений в Пруссии, в самый теплый июльский день, в среднем для всех станций температура воздуха в лесу была на 3.36° ниже, чем в поле, причем на отдельных станциях разность достигала до 6.50°. Напротив, лес повышает минимальные температуры в самый холодный месяц. В среднем за 21 год минимальная температура в самый холодный январьский день была в лесу на 1.56° выше, чем в поле; на отдельных станциях наблюдались еще большие разности температур, доходившие до 5.30°; наибольшее влияние при этом оказывал еловый лес, наименьшее — буковый.

Лес, повышая минимальные температуры и понижая максимальные, очевидно, уменьшает и амплитуды температурных колебаний. Действительно, те же наблюдения показывают, что в сосновом лесу годовая амплитуда для разных станций на 1—7° меньше, чем в поле, в еловом на 4—12° и в буковом на 4—9°. Умеряя минимальные температуры, лес уменьшает также число дней с морозом (дни, когда минимальная температура меньше или равна 0°). Так, подсчеты дней с морозом показывают, что в лесу отмечено 59% весенних заморозков, по сравнению с полем (бук 58%, ель 59%, сосна 60%); осенние заморозки наблюдались в лесу очень редко.

Обработка записей термографа в Эберсвальде (Пруссия) показала, что лес уменьшает также и амплитуду суточных колебаний температуры воздуха. Наибольшее влияние леса в этом отношении сказалось в августе, причем амплитуда в лесу была меньше, чем в поле, на 3—4° (сосна на 2.96°, ель на 3.88° и бук на 4.27° в августе, а в июле даже на 4.45°); в то же время для декабря суточная амплитуда оказалась пониженной на 0.92° для сосны, на 1.46° для ели и на 0.78° для бука.

Таким образом в августе наибольшее влияние оказывает бук и наименьшее сосна, а в декабре наибольшее — ель и наименьшее — бук; наименьшее влияние на суточную амплитуду бук оказывает в апреле, наибольшее в июле, т. е. в период наибольшего развития листвы.

Рассмотрим наблюдения, поставленные в Боровом лесничестве Самарской губернии в сосновом насаждении. Ниже приведены помесяцам разности (поле—лес) как средних температур, так и средних максимальных и минимальных, по данным проф. А. П. Тольского.

Разности температур (поле—лес, Боровое опытное лесничество):

	Янв.	Февр.	Март.	Апр.	Май.	Июнь.	Июль.	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.
Сред. т-ры	0.1°	0.1°	0.3°	0.7°	0.5°	0.5°	0.6°	0.6°	0.2°	-0.1°	0.1°	0.0°	0.3°
„ макс.	0.6	1.3	1.5	1.2	0.7	0.6	0.8	0.8	0.9	0.8	0.5	0.8	0.9
„ мин.	-0.7	-1.1	-1.2	-0.4	-0.5	-0.5	-0.9	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.9	-0.8.

Следовательно, в среднем за год температура воздуха в лесу на 0.3° меньше, чем в поле; наибольшая разность температур имеет место в апреле (0.7°), наименьшая — зимою (в декабре 0.0°); только в октябре средняя температура в лесу на 0.1° выше, чем в поле. В среднем годовом лес понижает максимальные температуры на 0.9° и повышает минимальные на 0.8°. Таким образом в лесу колебания температуры воздуха меньше и в среднем в нем холоднее, чем в поле. В ясные летние дни утром в лесу холоднее на 3—5°, но с приближением к полудню разность уменьшается и к вечеру в лесу становится теплее. Зимою в ясные дни в лесу значительно холоднее (бывали случаи до 8° и более), а после захода солнца и до восхода в лесу теплее. В пасмурные дни разности невелики и зимою по преимуществу в лесу теплее.

Влияние температуры на растительность. Температура воздуха действует на растительный мир в двух направлениях: 1) она оказывает, совместно с другими метеорологическими факторами (прямой и рассеянный свет, влажность воздуха, осадки, движение воздуха и проч.), значительное влияние на географическое распространение растительности и 2) в тех местах, где произрастают те или другие растения, температура может изменять сроки, в которые проходят те или иные фазы развития растений. Вообще вопрос о влиянии метеорологических факторов на растительный мир относится к области ботаники и в курсе метеорологии может быть затронут лишь в самых общих чертах.

Всякое проявление жизнедеятельности растения ограничивается известными температурными пределами (минимум и максимум); наиболее же хорошо протекает развитие растения при некоторой определенной температуре (оптимум). Эти температуры могут различаться как для отдельных видов растений, так и для отдельных жизненных проявлений одного и того же вида (образование хлорофилла, развитие растений, раскрытие цветков, созревание семян и проч.). Таким образом очевидно, что тепловые условия определяют известные границы распространения тех или иных видов по земной поверхности.

Верхние и нижние пределы температуры могут быть весьма различны; в общем можно сказать, что лишь в очень редких случаях минимальная температура спускается до 0° и даже несколько ниже; для немногих сравнительно видов жизнедеятельность начинается при температуре на несколько градусов выше нуля (рожь около 2°, пше-

ница и ячмень около 5°); многие же тропические растения начинают расти при температуре в 15° и выше. Верхние пределы температур не достигают 50° и обыкновенно лежат между 40—45°. Однако, температуры ниже минимума и выше максимума данного вида растения не всегда оказываются для него губительными. Наоборот, некоторые растения должны пребывать более или менее продолжительное время в состоянии оцепенения, в которое они переходят или под влиянием холода (растения холодных стран), или под влиянием повышенного тепла, связанного обычно с сухостью (растения теплых стран). Против крайних температур, особенно против слишком низких температур, растения употребляют различные меры защиты.

Для жизни растений имеет значение также и распределение температур в течение года. Жаркое лето и холодная зима, характерные для местностей с резко выраженным континентальным климатом, могут давать ту же среднюю годовую температуру, что и места с умеренно теплым, но более равномерным климатом; однако, характер растительности в первых будет сильно отличаться от вторых, приближаясь к степному и пустынному. Характер колебаний температуры зимою, во время периода покоя, также оказывает влияние: равномерная зима с небольшими колебаниями температуры, особенно если они умеряются снежным покровом, оказывает более благоприятное влияние на рост растений, чем зима с резкими колебаниями температуры, и число видов растений в местах с более равномерною зимою оказывается больше, чем в местах с сильно изменчивой зимою. Еще в большей мере, чем зима, влияют сильные колебания и в другие времена года, особенно сильные понижения температуры весною. В таких местах не может быть разводим виноград; часто, благодаря ежегодно повторяющимся весенним заморозкам, даже такие крепкие растения, как дуб, не могут правильно развиваться.

Как известно, средняя температура воздуха понижается с высотой места над уровнем моря; соответственно с этим изменяется и характер растительности по мере поднятия вверх в гористых странах. Так, напр., в центральной Швейцарии прекращают разводить ячмень в среднем на высоте 880 м. над уровнем моря, ослистый клен исчезает на высоте 970 м., бук на высоте 1350 м., пихта на 1730 м.; еще выше имеются лишь рододендроны; далее вверх растут только травянистые растения; затем остаются мхи и лишай; наконец, еще выше прекращается всякая растительность. Таким образом, на горах, даже в умеренных широтах, растительность принимает характер растительности полярных стран. Напр., в Альпах на горе Венту встречаются такие виды растений, которых совершенно нет на соседних равнинах внизу, но которые встречаются в Гренландии и Лапландии.

Если изучать какое-нибудь растение, растущее в той области, где оно может существовать, то оказывается, что фазы его развития совершаются в различное время, в зависимости от метеорологических, в частности, от термических условий. Так, время созревания озимого хлеба запаздывает на 6 недель на севере Франции по сравнению с югом; запаздывание это варьирует из года в год, в зависимости от метеорологических условий. Такое же влияние оказывает и высота места над уровнем моря; при этом увеличение высоты на 100 метров сопровождается запаздыванием фаз развития на 4 дня.

Обычно предполагают, что данное растение для того, чтобы пройти определенные стадии развития, должно получить определенное количество тепла; такое количество тепла можно вычислить, складывая все средние суточные температуры от момента начала вегетации до

начала данного явления. Так как различные растения начинают развиваться при известной температуре, определенной для каждого вида, надо брать все суммы не от 0° , а от некоторой начальной температуры, различной для различных растений; так, напр., пшеница и ячмень начинают свой рост при 5° , и при этом найдено, что они созревают, когда сумма суточных температур, отсчитанных от 5° , составляют 1000—2000, в зависимости от сорта.

Однако, указанные суммы температур, вычисленные для одного и того же растения, изменяются от одного года к другому и различны для различных мест. В виду этого, предложено было заменить средние суточные температуры максимальными показаниями термометра, подверженного непосредственному действию солнечной радиации. Получаемые таким образом суммы оказываются для некоторых видов растений несколько более постоянными, но все же значительно изменяются для различных лет и различных мест. Причина такого постоянства сумм температур кроется, очевидно, в том, что в жизни растений, кроме температуры, играют роль и другие метеорологические факторы, а именно, влажность, количество рассеянного света, почвенные условия и проч. Напр., для ярового ячменя время от посева до созревания продолжается в южной Швеции в среднем 117 дней, тогда как в Лапландии, несмотря на более низкую температуру, этот период продолжается всего лишь 95 дней, причем сумма тепла оказывается для Лапландии гораздо меньше. Более сокращенный период для Лапландии, повидимому, обусловлен более продолжительным действием рассеянного дневного света; в самом деле, в то время, как на юге Швеции продолжительность дня составляет 18 часов, в Лапландии под 70° с. ш. солнце в течение двух месяцев остается над горизонтом.

Существует также целый ряд попыток связать географическое распространение растений с теми или другими изолиниями температуры. Так, напр., предполагается, что северная граница мест, где еще могут созреть плоды у финиковых пальм, совпадает с годовой изотермой в $18^{\circ}_{1,2}$ — 19° ; в то же время виноград, повидимому, созревает там, где средняя температура с апреля по октябрь больше 15° . По мнению Кеппена, северная граница распространения лесов совпадает приблизительно с июльской изотермой в 11° .

Е. С. Рубинштейн для целого ряда станций Европейской части СССР вычислено число дней в году, для которых средняя температура выше 5° , и проведены линии, соответствующие 100, 110 и т. д. таким дням. Полученные таким образом линии показали, что для целого ряда древесных пород границы их распространения весьма близко совпадают с теми или другими из указанных линий. Так, напр., граница бука совпадает с линией, соответствующей 210 дням с средней температурой выше 5° , граница сливы с линией, соответствующей 190 таким же дням, граница яблони с линией в 170 дней, клена с линией в 160 дней, липы—в 150 дней и, наконец, ели в 100 дней. Северная граница леса, по мнению Е. С. Рубинштейн, совпадает в Сибири с линией, соответствующей 80 дням в год с температурой выше 5° . Ограничимся лишь этими немногими примерами, показывающими, какое громадное влияние оказывает температура на распространение растений.

Интересно распространить подобное же рода исследования влияния температуры также на время прилета птиц, появления насекомых, пробуждения спящих животных и проч. Однако, пока все эти явления мало изучены, несмотря на все их практическое значение.

Распределение температуры в высоких слоях атмосферы.

Изменения температуры в восходящих и нисходящих токах в атмосфере. Пусть у нас имеется 1 кгр. воздуха, занимающий объем v м.³, при давлении p кгр./м.² и температуре t ; допустим, что мы быстро сжимаем или расширяем нашу массу воздуха; при этом, если извне не притекает тепла и не отдается тепла наружу, то температура нашего воздуха повысится или понизится на определенную величину; в то же время упругость воздуха увеличится (при сжатии) или уменьшится (при расширении). Подобного рода изменения состояния газа, если они происходят без получения извне и без отдачи тепла, называются **адиабатическими процессами**.

Из физики известно, что при адиабатических процессах между изменением упругости газа, которое обозначим через dp , и соответствующим изменением температуры, которое обозначим через dt , существует следующее соотношение:

$$C_p dt = A v dp,$$

где C_p означает удельную теплоемкость воздуха при постоянном давлении и A —тепловой эквивалент механической работы, т. е. количество тепла, эквивалентное единице работы. *) Так как за основные

*) Приведем вывод этой формулы. Пусть в цилиндре ABCD (рис. 57). поперечное сечение которого равно s м.², содержится один кгр. воздуха под давлением p и при температуре t . Чтобы нагреть газ на dt , мы можем вести нагревание двумя путями: 1) во все время процесса нагревания мы можем придержать поршень АВ неподвижным и нагревать его при постоянном объеме; затраченное на нагревание 1 кгр. воздуха тепло, очевидно, будет равно $C_v dt$, где C_v есть теплоемкость газа при постоянном объеме; 2) нагревание газа можно вести и другим путем; во все время процесса нагревания давление может оставаться постоянным; в этом случае часть сообщенного тепла пойдет на нагревание нашего воздуха, часть же тепла — на его расширение, т. е. механическую работу поднятия поршня АВ на высоту $AA' = dh$; количество тепла, затраченное на такое нагревание, будет равно $C_p dt$, где C_p — теплоемкость газа при постоянном давлении.

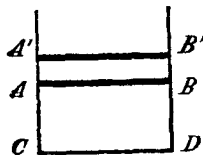


Рис. 57. Расширение газа.

Нетрудно видеть, что $C_p dt$ больше, чем $C_v dt$, на количество тепла, затраченного на нашу работу; пусть наша работа равна dP кгр.-метрам и A есть тепловой эквивалент механической работы. Тогда, очевидно,

$$C_p dt = C_v dt + A dP. \quad (1)$$

Механическая работа пошла на поднятие поршня АВ на высоту dh , причем на поршень действовала сила $p \cdot s$. Таким образом

$$dP = p \cdot s \cdot dh = p dv.$$

где dv —увеличение нашего объема $AA'B'A$, равное $s \cdot dh$. Подставляя найденное значение dP в уравнение (1), получим

$$C_p dt = C_v dt + A p dv. \quad (2)$$

Наша работа произведена при постоянном давлении: поэтому, чтобы найти $p dv$, воспользуемся уравнением Клапейрона:

$$pv = RT = R (t + 273^\circ) \quad (3)$$

единицы у нас взяты кгр.-вес и метр, то теплоемкость C_p , отнесенная к массе в 1 кгр., равняется 0.239 кгр.-кал. и $A = \frac{1}{427}$ (так как кгр.-калория эквивалентна 427 кгр.-метрам работы).

Этим уравнением мы и воспользуемся при определении изменений температуры в восходящих и нисходящих токах в атмосфере.

Пусть некоторая масса воздуха, вследствие тех или иных причин, поднимается на некоторую высоту dh ; эта масса попадает при этом в слой атмосферы, где давление меньше; вследствие этого она расширяется и упругость ее, уравновешиваемая внешним давлением, уменьшится на dp ; так как подымавшаяся масса должна при этом расшириться, то расширяясь она преодолевает внешнее давление и производит некоторую внешнюю работу, вследствие чего температура ее понижается на некоторую величину dt . Если это восхождение совершается без отдачи и без получения тепла извне (адиабатически), то для него применимо предыдущее уравнение:

$$C_p dt = A v dp. \quad (1)$$

Мы измеряем давление в кгр./м.²; очевидно, при поднятии на высоту dh давление должно уменьшиться на вес столба воздуха, имеющего поперечное сечение в 1 м.² и высоту dh м.; объем этого столба равен $dh \times 1$ м.³, а вес ρdh , где ρ —вес м.³ воздуха. Таким образом имеем:

$$dp = -\rho dh; \quad (2)$$

знак минус в левой части обозначает, что давление, а следовательно и упругость воздуха, с высотой уменьшаются. Нетрудно видеть, что ρv представляет собою вес v м.³ воздуха; согласно же нашим обозна-

и продифференцируем его, полагая ρ постоянным; тогда получим

$$\rho dv = R dt. \quad (4)$$

Подставляя это выражение в уравнение (2), получим:

$$C_p = C_v + AR. \quad (5)$$

Полученное уравнение (5) мы используем для вывода уравнения адиабатического процесса. Пусть у нас имеется один кгр. воздуха, занимающий объем v при давлении p и температуре t . Сообщим нашей массе воздуха некоторое количество тепла dQ ; часть этого тепла, а именно, $C_v dt$ пойдет на нагревание тела и часть тепла $A\rho dv$ на его расширение. Таким образом:

$$dQ = C_v dt + A\rho dv.$$

При этом нагревании температура тела повысилась на dt , объем увеличился на dv ; пусть, кроме того, давление повысилось на dp .

Найдем значение ρdv . Для этого продифференцируем уравнение Клапейрона (3) и получим:

$$p dv + v dp = R dt. \quad (7)$$

Подставим значение ρdv в (6), тогда:

$$dQ = (C_v + AR) dt - A v dp,$$

или, так как $C_v + AR = C_p$,

$$dQ = C_p dt - A v dp. \quad (8)$$

Применяя полученное уравнение к адиабатическому процессу, для которого $dQ = 0$ получим искомое уравнение:

$$C_p dt = A v dp. \quad (9)$$

чениям v есть ни что иное, как объем одного кгр. воздуха, поэтому

$$\rho \cdot v = 1 \text{ или } \rho = \frac{1}{v};$$

вследствие этого, уравнение (2) можно написать следующим образом:

$$dp = -\frac{1}{v} dh. \quad (3)$$

Подставляя это выражение для p в правую часть уравнения (1), получим:

$$C_p dt = -Adh$$

или
$$dt = -\frac{A}{C_p} dh.$$

Вводя сюда численные значения для A и C_p , имеем:

$$dt = -0.00997^\circ \cdot dh, \quad (4)$$

где dh выражено в м.

Формула эта показывает, что при адиабатическом поднятии некоторой массы воздуха на высоту в 1 м., температура ее уменьшается на 0.00997° или почти на 0.01° , независимо от того, на какой высоте находится данная масса и какова ее начальная упругость. При адиабатическом поднятии на 100 м. масса воздуха должна охладиться приблизительно на 1° . Напротив того, при адиабатическом опускании масса воздуха должна, очевидно, нагреваться на 1° на каждые 100 м. опускания.

При выводе формулы (4) мы сделали допущение, что значения v , входящие в формулу (1) и в формулу (3), равны; это допущение не вполне правильное, так как в формуле (1) v обозначает объем, занимаемый одним м.³ восходящего воздуха, тогда как в формуле (3) v относится к окружающему воздуху; однако, как показывают вычисления, погрешность результата при этом допущении, весьма упрощающем наш вывод, сравнительно ничтожная. Нетрудно видеть, что формула (4) применима вполне точно только в том случае, если восходящая масса имеет в начальный момент температуру, одинаковую с окружающим воздухом, и если, кроме того, падение температуры с высотой в окружающем воздухе составляет 1° на 100 метров. Допустим, напр., что в атмосфере, как это бывает обычно, падение температуры с высотой составляет 0.5° на каждые 100 м.: пусть при этом температура воздуха у поверхности земли равна 0° и восходящая масса в начальный момент имеет также 0° . Тогда при поднятии на 5 км. она охладится не на 50° , а только на 48° , т. е. в среднем на 0.96° на каждые 100 м.

Эта формула (4) применима не только для сухого, но и для влажного воздуха, так как и для него C_p почти равно 0.239.

Однако, выведенная формула применима к влажному воздуху лишь до тех пор, пока в нем при охлаждении не начнется сгущение водяных паров. В самом деле, при сгущении водяных паров они переходят в воду или лед и при этом выделяется значительное количество тепла; выделяющееся тепло должно уменьшать то падение температуры, которое имеет место при поднятии воздуха, не сопровождающемся сгущением водяных паров. Как известно, выделение паров возможно лишь в воздухе, насыщенном водяными парами. Поэтому, очевидно,

что воздух, насыщенный водяными парами, при поднятии охлаждается на каждые 100 м. менее, чем на 1°. Величина этого охлаждения не остается постоянной, но зависит, как показывает теория, от начального давления и температуры воздуха*). Следующая таблица дает нам величину падения температуры на каждые 100 м. поднятия влажного, насыщенного парами воздуха при различных начальных давлениях и температурах:

Падение температуры насыщенного парами воздуха на 100 м. поднятия.

Начальное давление	Начальная температура.									Приближительная высота в м.
	-10°	-5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	
760	0.76	0.69	0.63	0.60	0.54	0.49	0.45	0.41	0.38	20
700	0.74	0.68	0.62	0.59	0.53	0.48	0.44	0.40	0.37	680
600	0.71	0.65	0.58	0.55	0.49	0.44	0.40	0.37	—	1910
500	0.68	0.62	0.55	0.52	0.46	0.41	0.38	—	—	3360
400	0.63	0.57	0.50	0.47	0.42	0.38	—	—	—	5150
300	0.57	0.51	0.44	0.22	—	—	—	—	—	7430
200	0.49	0.43	0.38	—	—	—	—	—	—	10670

*) Выведем формулу изменения температуры в восходящем токе влажного, насыщенного парами воздуха. Пусть у нас адиабатически поднимается 1 кгр. влажного, насыщенного парами воздуха, причем количество содержащихся в нем паров равно q . Обозначим через dQ' количество тепла, выделенного сгустившимися водяными парами при поднятии нашего воздуха на высоту dh ; тогда, очевидно, формула (8), данная в примечании на стр. 170, примет следующий вид:

$$dQ + dQ' = C_p dt - A v dp; \quad (1)$$

dQ' мы прибавляем к dQ , так как, кроме тепла dQ , наш воздух получает также тепло dQ' . Если при поднятии на dh перешло в жидкое состояние количество паров dq , то, очевидно,

$$dQ' = - r dq, \quad (2)$$

где r — скрытая теплота парообразования; знак минус поставлен перед правой частью вследствие того, что сгущение водяных паров сопровождается уменьшением q . Таким образом имеем:

$$dQ - r dq = C_p dt - A v dp. \quad (3)$$

Приближенно можно принять, что

$$q = 0.622 \frac{E}{p}, \quad (4)$$

где 0.622 — плотность водяных паров относительно сухого воздуха и E — упругость насыщающих паров. Прологарифмируем предыдущее уравнение:

$$\log q = \log 0.622 + \log E - \log p.$$

Составим дифференциал написанного выражения; тогда получим:

$$\frac{dq}{q} = \frac{dE}{E} - \frac{dp}{p}. \quad (5)$$

Подставляя значения dq в уравнение (3) и полагая в нем dQ равным нулю (применительно к адиабатическому процессу), получим:

$$\left(C_p + \frac{rq}{E} \frac{dE}{dt} \right) dt = \left(\frac{rq}{p} + A v \right) dp. \quad (6)$$

Заметим, что мы заменили dE через $\frac{dE}{dt} dt$, так как упругость насыщающих паров зависит только от температуры t и изменение ее произошло вследствие изменения температуры на dt .

Если воздух достиг известной высоты и затем начинает опускаться, то температура при этом уже не понижается, а повышается; при повышении температуры не может быть сгущения водяных паров, поэтому нисходящий воздух нагревается на 1° на каждые 100 метров опускания.

Условия вертикального равновесия в атмосфере. Потенциальная температура. Теория восходящих и нисходящих токов в атмосфере позволяет вывести условия равновесия в атмосфере. Различают три вида равновесия: устойчивое, безразличное и неустойчивое. Устойчивым равновесием называется такое, при котором тело, будучи выведено из начального положения и предоставленное самому себе, снова переходит в начальное состояние; безразличным равновесием называется такое, при котором тело, будучи выведено из начального положения и предоставленное самому себе, остается в этом новом положении; наконец неустойчивым равновесием называется такое, при котором тело, выведенное из начального положения и предоставленное самому себе, продолжает дальнейшее перемещение в том же направлении.

Допустим раньше всего, что температура воздуха в атмосфере падает с высотой медленнее, чем на 1° на каждую сотню метров поднятия. Сравним температуру нашей атмосферы с температурой поднимающейся адиабатически массы воздуха; пусть у поверхности земли эта масса имела температуру окружающего воздуха. При поднятии вверх она должна охлаждаться на 1° на каждые 100 м., тогда как в окружающем воздухе температура понижается медленнее; в результате поднятия масса должна иметь на некоторой высоте температуру ниже окружающего воздуха; эта масса окажется таким образом плотнее окружающего воздуха и, будучи предоставлена себе, начнет опускаться, чтобы принять начальное положение. Равновесие, очевидно, устойчивое. На основании тех же соображений, нетрудно видеть, что устойчивое равновесие будет и в том случае, когда температура с высотой остается постоянной или даже повышается.

Подставим теперь вместо dp его значение из уравнения

$$dp = -\rho dh,$$

где ρ — удельный вес воздуха (см. стр. 170); тогда получим:

$$\left(C_p + \frac{rq}{E} \frac{dE}{dt} \right) dt = - \left(\frac{rq}{RT} + A \right) dh \quad (7)$$

Отсюда находим:

$$\frac{dt}{dh} = - \frac{\frac{rq}{RT} + A}{C_p + \frac{rq}{E} \frac{dE}{dt}} \quad (8)$$

Полученное уравнение дает нам изменение температуры влажного насыщенного воздуха при адиабатическом поднятии его на 1 м. При решении этого уравнения можно воспользоваться следующими эмпирическими формулами Клаузиуса и Магнуса:

$$r = 607 - 0.708 t \text{ (для воды),}$$

$$r = 687 - 0.708 t \text{ (для льда),}$$

$$E = 4.525 \times 10^{\frac{7.445 t}{234.69 + t}},$$

$$q = 0.622 \frac{E}{p}.$$

Принимая во внимание правую часть уравнения (8) и приведенные эмпирические формулы, нетрудно видеть, что падение температуры при поднятии влажного насыщенного парами воздуха не остается постоянным, но зависит от температуры t и давления p . Значения $\frac{dt}{dh}$ даются обычно в особых таблицах.

Пусть теперь температура в атмосфере падает на 1° на каждые 100 м. высоты; если мы заставим при этом некоторую массу воздуха, имевшую у поверхности земли температуру, одинаковую с окружающей средой, подниматься вверх, то при поднятии на 100 м. она будет охлаждаться на 1° на 100 м. поднятия; настолько же понижается с высотой и температура окружающей среды. В результате поднятая вверх масса воздуха на любой высоте будет иметь температуру, равную температуре окружающей среды; плотность ее будет та же, что и окружающего воздуха; вследствие этого, наша масса, будучи поднята вверх и предоставленная себе на некоторой высоте, останется в этом новом положении; равновесие, очевидно, безразличное.

Рассмотрим третий случай: пусть температура в атмосфере падает с высотой более, чем на 1° на каждую сотню метров. Пусть некоторая масса воздуха у поверхности земли имеет ту же температуру, что и окружающий воздух. Заставим эту массу подняться на некоторую высоту; при этом поднятии она охлаждается на 1° на 100 м. поднятия, тогда как в окружающем воздухе температура с высотой падает быстрее. Вследствие этого, наша поднятая масса должна иметь на некоторой высоте температуру более высокую, чем окружающий атмосферный воздух; она, очевидно, будет менее плотной, чем окружающий воздух, и, будучи предоставлена себе, будет продолжать двигаться вверх. Равновесие в этом случае получается неустойчивое.

Итак, если температура окружающей среды падает на 1° на каждые 100 метров вертикального поднятия, то равновесие—безразличное; если падение меньше 1° на 100 м. или если температура с высотой вовсе не изменяется или, наконец, если температура с высотой повышается, то равновесие устойчивое. Наконец, если падение температуры с высотой больше 1° , то равновесие неустойчивое.

Неустойчивое равновесие имеет свои пределы. Если падение температуры в атмосфере больше 1° , то, хотя равновесие продолжает быть неустойчивым, тем не менее воздух все же находится в равновесии и сам по себе не приходит в движение; однако, достаточно малейшего внешнего воздействия, малейшего смещения в вертикальном направлении, как равновесие нарушается и начинается движение. Нетрудно показать, что, если температура в атмосфере падает более, чем на 3.4° на каждую сотню метров, то вышележащие слои воздуха делаются более плотными, чем нижележащие; наступает предел неустойчивого равновесия и слои воздуха опрокидываются. Таким образом при падении температуры с высотой, большим, чем 3.4° на 100 метров, равновесия быть не может *).

*) Найдем то предельное значение падения температуры с высотой, при котором плотность воздуха, несмотря на уменьшение давления с высотой, остается постоянной, а не убывает с высотой, как это бывает обычно. Как мы видели выше, давление с высотой убывает по закону:

$$dp = -\rho \, dh.$$

С другой стороны, так как в рассматриваемом случае ρ постоянно, то постоянно и v , обозначающее объем одного кгр. воздуха; принимая это во внимание, будем дифференцировать уравнение Клапейрона, полагая v постоянным, тогда: $v dp = R \, dt$, или

$$dp = \frac{R}{v} \, dt.$$

Приравнявая правые части этих уравнений и принимая во внимание, что $v = \frac{1}{\rho}$, получим:

$$dt = -\frac{1}{R} \, dh.$$

Условия равновесия в атмосфере можно формулировать значительно проще, если ввести понятие о потенциальной температуре. Потенциальной температурой данной массы воздуха называют такую абсолютную температуру, которую получит масса воздуха, если привести ее адиабатически к нормальному давлению. Пусть наша масса воздуха находится на некоторой высоте в атмосфере; чтобы найти потенциальную температуру этой массы, мы должны привести ее адиабатически к нормальному давлению; для этого достаточно заставить эту массу воздуха адиабатически опускаться; очевидно, при опускании на каждые 100 м. она будет нагреваться на 1° . Так как при безразличном состоянии равновесия температура в атмосфере изменяется на каждые 100 м. высоты на 1° , то, очевидно, что при безразличном равновесии потенциальная температура во всей вертикальной толще атмосферы одинакова; при устойчивом равновесии потенциальная температура с высотой возрастает, а при неустойчивом равновесии она убывает с высотой.

На основании изложенного становится понятным, почему при дневном нагревании, когда нижние слои становятся слишком нагретыми, равновесие нарушается и начинают образовываться струйки восходящих и нисходящих токов; напротив того, в ночные часы, вследствие сильного охлаждения нижних слоев воздуха, прилежащих к земной поверхности, получается устойчивое равновесие. Наконец ясно, что в атмосфере в обычных случаях температура на каждые 100 метров поднятия падает менее, чем на 1° .

Изменение температуры с высотой в горных местностях. Изменение температуры с высотой в горных странах происходит по довольно сложному закону; оно значительно отличается от изменений температуры в свободной атмосфере; в то время, как в свободной атмосфере влияние земной поверхности сведено до минимума, в горных странах значительное влияние оказывает почва горных склонов и вершин гор; здесь, очевидно, изменение температуры с высотой в значительной мере зависит от формы горного массива, его размеров и высоты.

Многочисленные наблюдения, произведенные в самых различных горных странах, показывают, что в среднем падение температуры с высотой в горных странах составляет 0.56° на каждые 100 метров вертикального поднятия; таким образом, при поднятии в среднем на 180 м. происходит падение температуры на 1° . Падение температуры на 100 м. вертикального поднятия будем называть вертикальным температурным градиентом.

Местные особенности в значительной мере изменяют величину температурного градиента; так, напр., на южных склонах в средних и высших широтах северного полушария падение температуры оказывается более значительным, чем на северных склонах; в тропических странах падение температуры больше на сухих склонах гор, нежели на дождливых.

или, после подстановки $R = 29.27$,

$$dt = - 0.0342^\circ \text{ dh.}$$

Уравнение показывает, что плотность воздуха не изменяется с высотой, если температура падает на 0.0342° на каждый метр или на 3.42° на 100 м. поднятия. Найденное падение температуры является предельным для сухого воздуха. Для водяных паров температура должна падать при этих условиях на 2.13° на каждые 100 м. Нетрудно показать, что наличие водяных паров в воздухе оказывает ничтожное влияние на величину предельного падения температуры. Даже, если мы возьмем крайний случай, предположив, что в атмосферном воздухе содержится 4% водяных паров (по объему), то и в этом случае предельное падение температуры на каждые 100 м. составит 3.37° .

Падение температуры с высотой обнаруживает в горных местах суточный и годовой ход: в дневные часы образуется вертикальная конвекция и падение температуры с высотой приближается к адиабатическому, т. е. к 1° на 100 м. поднятия. Напротив, в ночные часы, благодаря ночному лучеиспусканию, более холодные массы воздуха стремятся стекать вниз по склонам в долины; в то же время воздух в низинах застаивается и сильно охлаждается; таким образом более высокие места могут оказаться даже более теплыми; в результате ночью должно иметь место более медленное падение температуры с высотой. Высказанные соображения подтверждаются наблюдениями; так, напр., для вершины Зоннблика (3100 м.) и для соседней долины Зайгурн (1600 м.) получаются следующие значения для падения температуры на 100 м. вертикального поднятия:

	Максимум.	Минимум.	Среднее.
Зима	0.66° (полдень)	0.49° (4 ч. утра)	0.53°
Лето	0.89 "	0.60 "	0.74 "
Год	0.79 "	0.54 "	0.63 "

Падение температуры с высотой обнаруживает также годовые изменения. В тропических странах падение температуры изменяется в течение года в зависимости от смены сухого и дождливого времени; в сухое время года падение температуры оказывается больше, чем в дождливое; так, напр., на нижних склонах Камеруна (4° с. ш.) в сухое время года (декабрь-февраль) падение температуры составляет 0.66° , а в дождливое время (июль-сентябрь) 0.54° .

В средних и высших широтах падение температуры обнаруживает максимум—летом, минимум—зимою. В самом деле, в летнее время года развиваются восходящие и нисходящие токи в атмосфере, приближающие падение температуры с высотой к адиабатическому; особенно велико падение температуры с высотой должно быть ранним летом, когда нижние слои воздуха уже достаточно нагреты, тогда как выше лежащие слои остаются холодными. В зимнее время в средних и высших широтах излучение преобладает над инсоляцией; вследствие этого нижние слои воздуха сильно охлаждены и падение температуры с высотой должно быть, как и в ночное время, малое. Нередко, вследствие весьма сильного охлаждения нижних слоев, температура с высотой не только не падает, но даже повышается. Подобное распределение тепла, при котором температура с высотой повышается, называется обращением температуры или температурной инверсией. В среднем годовой ход падения температуры с высотой можно выразить следующими числами:

Янв.	Февр.	Март.	Апр.	Май.	Июнь.	Июль.	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.
0.30°	0.53°	0.67°	0.62°	0.71°	0.75°	0.7°	0.66°	0.57°	0.54°	0.52°	0.30°	0.58°

Падение температуры с высотой зависит также от состояния погоды. Мы уже видели, что в тропических странах падение температуры более значительно в сухую погоду, нежели в дождливую. В наших широтах при сильных ветрах, сопровождающихся обычно пасмурной погодой, падение температуры с высотой больше, чем при ясной, тихой погоде. Так, напр., наблюдения в Шнеекоппе дают следующие значения падения температуры с высотой:

	Зима.	Лето.
Ясная погода	0.16°	0.58°
Пасмурная погода	0.58	0.61.

Объясняется это тем, что при значительных ветрах имеет место также и вертикальная конвекция приближающая падение температуры к адиабатическому; в то же время при ясной, тихой погоде высокие места сравнительно теплы и, вследствие этого, падение температуры с высотой замедляется.

Хорошей иллюстрацией годовых вариаций температуры с высотой в горных странах служат числа, показывающие высоту, на которой средняя температура равна 0 под разными широтами, в разное время года:

	Анды 0° ш.	Гималаи 32° с. ш.	Этна 37,7° с. ш.	Пайке-Пик (Колорадо) 38,6° с. ш.	Пик де Миди 42,9° с. ш.	Тауэрн (В. Альпы) 47° с. ш.	Бен-Невис (Шотландия) 56,8° с. ш.
Январь .	5100 м.	2800 м.	1760 м.	1150 м.	1350 м.	0 м.	640 м.
Июль . .	510 „	5700 „	4030 „	4970 „	3940 „	3300 „	2000 „
Гол. . .	5100 „	4700 „	2780 „	3200 „	2480 „	2050 „	1250 „

Июльская изотермическая поверхность, соответствующая 0°, опускается в направлении от экватора до полюса с 5100 м. до уровня моря. В то же время высота январьской изотермы в 0° изменяется не только с широтой, но и в зависимости от климатических условий.

Как указано выше, в зимнее время года и в ночные часы нередко имеет место повышение температуры с высотой, т. е. температурная инверсия. В ночное время, особенно зимою, это—нормальное явление для нижних слоев атмосферы. На некоторых горах такое повышение температуры с высотой можно наблюдать в течение всей зимы и при том до довольно значительных высот. Особенно большое распространение оно должно иметь, как показал Воейков, на северо-востоке Азии, в области наиболее низких зимних температур. Слишком низкие температуры в этой области обязаны своим происхождением скоплению холодного воздуха у поверхности земли в зимние месяцы. Зимние низкие температуры усиливаются здесь чисто орографическими условиями, создающими застой охлажденного воздуха. В таких местах, благодаря устойчивой ясной погоде зимою температура должна значительно повышаться с высотой.

Хорошим примером того, насколько значительно может повышаться температура с высотой в зимнее время при сильных холодах и ясной погоде, служит декабрь 1879 года, когда над всей западной Европой господствовало высокое давление при весьма низкой температуре; в это время температура на Пюи-де-Доме (1446 м.) была выше, чем температура в Клермон-Ферране (365 м.) на 17,0°—17-го декабря, на 20,0°—21-го, на 21,0°—22-го и на 20,2°—26-го декабря.

Распределение температуры в свободной атмосфере. В настоящее время имеется целый ряд наблюдений над температурой в свободной атмосфере помощью воздушных змеев и шаров зондов, поднимаемых из самых различных мест земного шара.

Змеи и шары снабжены метеорографами, записывающими автоматически давление, температуру и влажность воздуха, а также скорость ветра на разных высотах. Рассмотрим устройство змеикового метеорографа. На рис. 58 прибор изображен без крышки. Нижнее перо приводится в действие барометрической трубкой или коробкой, применяемой в анероидах. Воспринимающей частью для температуры служит или

биметаллическая пластинка или трубка, наполненная спиртом; чтобы защитить термограф от лучеиспускания и вместе с тем дать воздуху свободный доступ, воспринимающая часть термографа окружена листом из тонкого алюминия и, кроме того, в передней части прибора внизу сделана наклонная трубка; отверстие ее, благодаря флюгеру, всегда

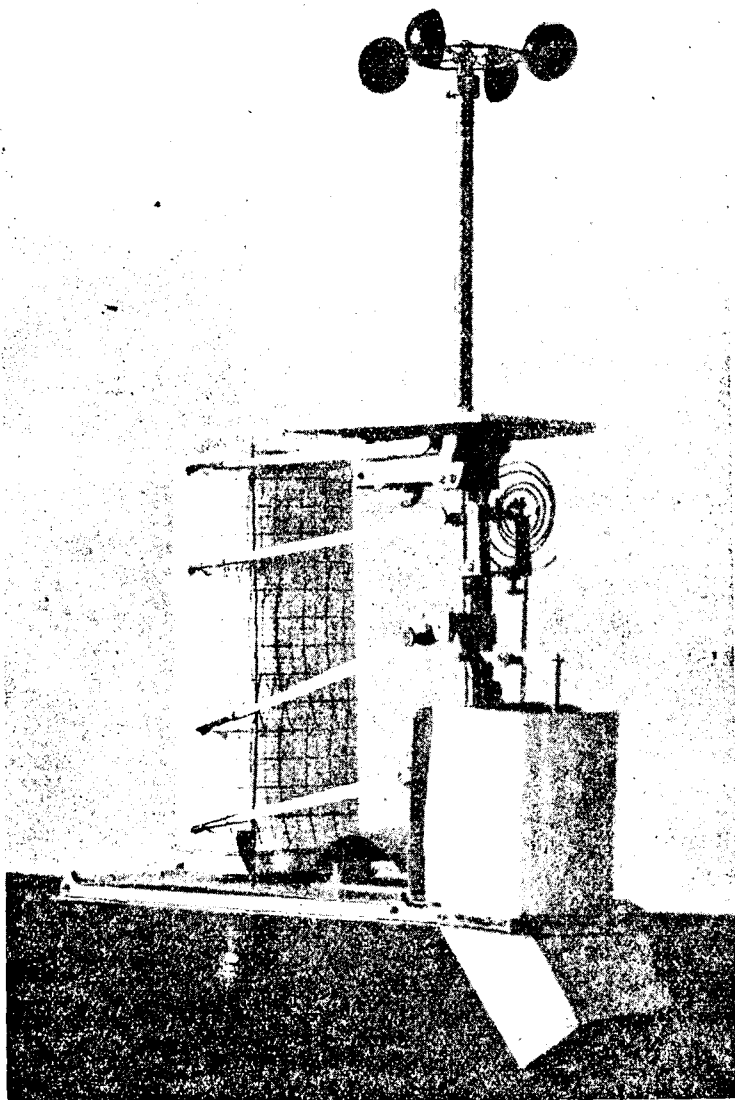


Рис. 58. Змейковый метеорограф.

обращено к ветру; воспринимающая часть термографа соединена системой рычагов со вторым пером, считая снизу. Воспринимающей частью для влажности воздуха служит вертикальный пучок волос (см. ниже устройство гигрометра и гигрографа); пучок помещен рядом с термографом и большая часть его закрыта алюминиевым листом; изменения длины волос помощью спиральной пружины передаются перу (третье снизу); спиральная пружина и верхняя часть пучка волос

видны на рисунке. Верхнее перо соединено с небольшим анемометром, служащим для записи скорости ветра; существенную часть его составляют четыре полушария, вращающиеся вокруг вертикальной оси (верхняя часть рисунка); подробное описание анемометра дано ниже. Все четыре пера записывают соответствующие метеорологические элементы на ленте, надетой на общий барабан, приводимый в движение часовым механизмом.

Наблюдения эти дают возможность судить о распределении температуры в свободной атмосфере до значительных высот. Если взять средние температуры для Мюнхена Страссбурга, Юккле и Парижа за время с 1900 по 1912 гг. (всего 416 поднятий), то получим приведенные в таблице средние температуры, характеризующие распределение температуры в свободной атмосфере для средней Европы зимою (декабрь—март) и летом (июнь—сентябрь):

Распределение температуры в атмосфере над средней Европой.

Высота в км.	З И М А.		Л Е Т О.	
	Температура.	Градиент.	Температура.	Градиент.
0.0	1.7°	0.10°	14.8°	0.24
0.5	1.2	0.36	13.6	0.36
1.0	−0.6	0.34	11.8	0.56
1.5	−2.3	0.38	9.0	0.54
2.0	−4.2	0.46	6.3	0.54
2.5	−6.5	0.52	3.6	0.52
3.0	−9.1	0.62	1.0	0.53
4.0	−15.3	0.69	−4.3	0.56
5.0	−22.2	0.71	−9.9	0.64
6.0	−29.3	0.73	−16.3	0.70
7.0	−36.6	0.70	−23.3	0.75
8.0	−43.6	0.60	−30.8	0.75
9.0	−49.6	0.47	−38.3	0.66
10.0	−54.3	0.25	−44.9	0.52
11.0	−56.8	0.04	−50.1	0.28
12.0	−57.2	−0.09	−52.9	−0.01
13.0	−56.3	0.02	−52.8	−0.04
14.0	−56.5	0.06	−52.4	−0.04
15.0	−57.1	0.02	−52.0	−0.04
16.0	−57.3	0.03	−51.6	−0.05
17.0	−57.6	0.00	−51.1	−0.09
18.0	−57.6	0.00	−50.2	−0.06
19.0	−57.6	0.00	−49.6	−0.06
20.0	−57.6		−49.0	

Рис. 59 дает нам графическое изображение распределения температуры с высотой.

Таблица и рисунок показывают, что для нижних 2½ км. температура падает зимою медленнее, чем летом; причина этого та, что в ясную погоду зимою температура нередко повышается с высотой. Далее вверх вертикальный температурный градиент (падение температуры с высотой, рассчитанное на 100 м.) постепенно возрастает как зимою, так и летом; некоторое понижение градиента, наблюдающееся зимою между 1.0 и 1.5 км. и летом между 1.5 и 3.0 км., может быть объяснено наличием в этих слоях облаков, образование которых, благодаря конденсации водяных паров, сопровождается выделением скрытого тепла сгущения; это тепло и может вызывать некоторое замедление в падении температуры с высотой. В дальнейшем градиент

непрерывно растет с высотой (зимой до 7 км. и летом почти до 10 км.) и все более и более приближается к адиабатическому. В этих слоях температурных инверсий уже нет и температура обусловлена, главным образом, конвекционными восходящими и нисходящими течениями; как указано выше, восходящие течения дают для воздуха, не насыщенного парами, падение температуры в 1° на каждые 100 м. поднятия; для воздуха же, насыщенного парами, падение температуры значительно

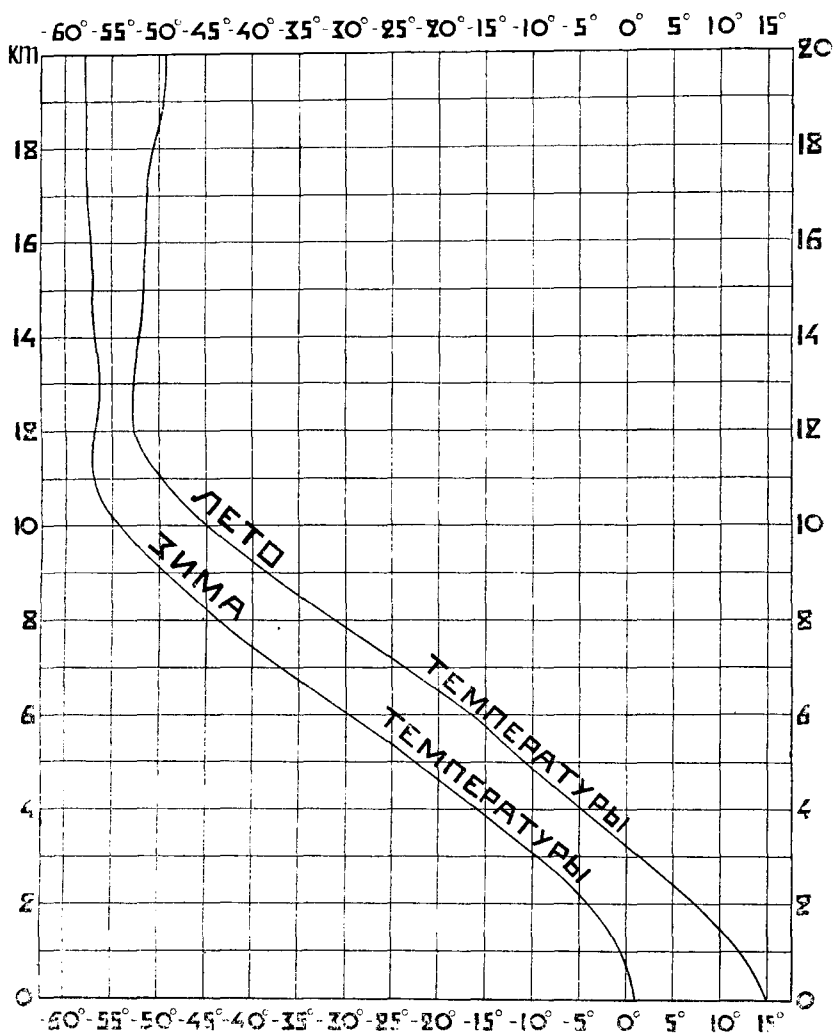


Рис. 59. Распределение температуры с высотой.

меньше и при том тем меньше, чем большее количество паров переходит при этом поднятии в жидкое или твердое состояние; так как содержание паров с высотой уменьшается и облачные образования встречаются все реже, падение температуры по мере поднятия должно увеличиваться и приближаться к адиабатическому. Тем же самым объясняется и то обстоятельство, что температурные градиенты зимой, когда в атмосфере содержится малое количество паров, оказываются большими, нежели летом.

Итак, до высоты 7 км. зимой и 10 км. летом температурный градиент с высотой возрастает. Но далее вверх градиент начинает

быстро падать и затем даже меняет знак на обратный, т. е. с высотой температура не только падает, но даже повышается. На самом деле в отдельные дни наблюдается резкий переход от падения температуры с высотой к изотермии (когда температура с высотой вовсе не изменяется) и даже к повышению температуры с высотой; однако, в разные дни переход этот происходит на разных высотах, вследствие чего и получается в среднем постепенное уменьшение градиента.

Суточные колебания температуры в свободной атмосфере. Как показывают воздушные поднятия, в свободной атмосфере обнаруживаются как суточные, так и годовые колебания температуры. Остановимся раньше всего на суточных колебаниях. В виде примера приведем наблюдения над суточным ходом в Линденберге (под Берлином, 122 м. над уровнем моря).

Суточные колебания температуры (Линденберг).

Высота.	Л е т о.			З и м а.		
	Минимум.	Максимум.	Амплитуда.	Минимум.	Максимум.	Амплитуда.
122 м. . . .	13.2° (4 ч. у.)	20.5° (3 ч. д.)	7.3°	-0.7° (6 ч. у.)	1.7° (2 ч. д.)	2.4°
500 " . . .	13.0 (6 " ")	16.5 (4 " ")	3.5	-1.1 (8 " ")	0.5 (пдн.)	1.6
1000 " . . .	10.1 (6 " ")	12.0 (6 " ")	1.9	-2.1 (8 " ")	-0.8 (2 ч. д.)	1.3
1500 "	6.8 (4 " ")	8.8 (11 ч. у.)	2.0	-4.2 (6 " ")	-2.3 (10 ч. в.)	1.9
2000 " . . .	4.4 (6 " ")	6.4 (11 " ")	2.0	-5.4 (10 " ")	-4.1 (2 ч. н.)	1.3

Эти наблюдения показывают, что суточные колебания над сушею распространяются приблизительно до 1000 м., причем амплитуда колебаний быстро уменьшается с высотой и время наступления крайних температур имеет тенденцию к запаздыванию; выше 1000 м. также наблюдаются изменения температуры, но они уже не носят характера правильного суточного хода, но связаны с прохождением волн тепла и холода, а также атмосферных вихрей. Вообще следует отметить, что число наблюдений над суточным ходом еще недостаточно, чтобы установить более или менее точно изменение суточного хода температуры с высотой. Рис. 60 дает нам изоплеты температуры в свободной атмосфере над Линденбергом 5 апреля 1906 года; за абсциссы взяты часы, за ординаты — высоты. Из рисунка вид-

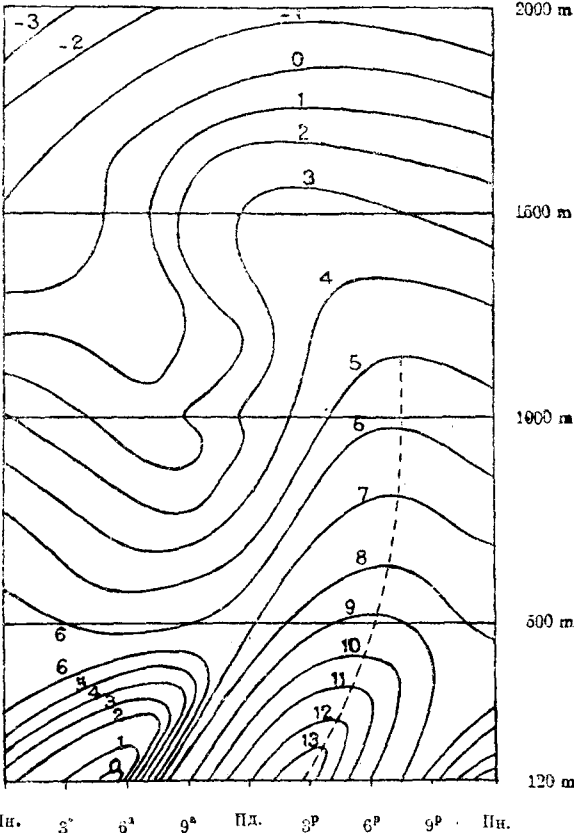


Рис. 60. Изоплеты температуры воздуха.

но, что около 5 часов утра у поверхности земли температура равна 0° , на высоте 400 м. она повышается до 6° и лишь на высоте 1700 м. опускается до 0; между 6 и 8 часами утра заметно чрезвычайно быстрое нагревание у поверхности земли, с высотой оно запаздывает. Пунктирная линия обнаруживает такое же запаздывание с высотой и для максимальной температуры.

Наблюдения в Линденберге показывают, что в нижних слоях атмосферы вертикальный температурный градиент обнаруживает суточный ход, причем максимум градиента (наибольшее падение температуры с высотой) имеет место в послеполуденные часы, минимум же градиента, меняющего при этом знак (падение температуры переходит в повышение), имеет место в ночные часы. Это видно из следующей таблицы:

		Максимум градиента.	Минимум градиента.
Все дни	Зима.	0.8° (2 ч. д.)	-0.1° (пн.)
	Лето.	1.2 (пн.—2 ч. д.)	-0.2 (4 ч. у.)
Ясные дни.	Зима.	0.7 (4 ч. д.)	-0.5 (пн.—4 ч. у.)
	Лето.	1.5 (2 " ")	-0.8 (4 ч. у.)

Приведенные числа показывают, что вертикальный градиент в нижних слоях изменяется в широких пределах в течение суток; летом эти изменения больше, чем зимою; особенно велик градиент летом в ясные дни. Даже в среднем за все дни градиент в послеполуденные часы превосходит адиабатический градиент; в это время атмосфера находится в неустойчивом состоянии и имеет место вертикальная конвекция. Напротив того, в ночные часы, как зимою, так и летом, градиенты принимают отрицательные значения, вследствие образования в нижних слоях температурных инверсий. Так обстоит дело в нижних слоях атмосферы над сушею.

Что касается наблюдений над водной поверхностью, то таких наблюдений сравнительно мало. Наблюдения в Самоанских водах показали, что в слоях воздуха, непосредственно прилегающих к поверхности моря, суточные колебания почти отсутствовали, тогда как на высоте 1000—1500 м. они доходили до 0.5° . Точно также наблюдения в Батавии обнаружили следующие амплитуды суточных колебаний:

	0 м.	500 м.
Суша	5.0°	2.5°
Море	0.5	1.0 .

В то время, как над сушею амплитуда суточных колебаний быстро убывает с высотой, над морем малая амплитуда у поверхности воды заметно возрастает по мере поднятия; в последнем примере над морем амплитуда на высоте 900 м. составляла даже 1.5° , тогда как у поверхности моря она была в три раза меньше. Объясняется это, повидимому, тем, что суточные колебания температуры воздуха над сушею обусловлены, главным образом, тепловым воздействием поверхности суши на атмосферу, тогда как суточные колебания температуры воздуха над водной поверхностью обязаны своим происхождением по преимуществу непосредственному поглощению солнечной радиации самим воздухом и непосредственному тепловому излучению воздуха. Вообще изучение

суточных колебаний температуры в свободной атмосфере представляет очень трудную задачу, особенно для средних широт, так как здесь имеют место непериодические изменения погоды и, кроме того, на высоте 1000—2000 м. постоянно образуются облака, а также слои температурной инверсии; все эти явления сильно искажают суточный ход температуры нижних слоев атмосферы.

Годовые колебания температуры в свободной атмосфере. Годовые колебания температуры воздуха, как показали наблюдения, вообще не обнаруживают такого правильного уменьшения с высотой, как это имеет место для температурных колебаний в почве. В этом отношении особенно резко отличаются между собою тропические и полярные страны. В тропических странах, напр., в Батавии, у поверхности земли годовые колебания температуры воздуха составляют всего $1-1\frac{1}{2}^{\circ}$, но с высотой амплитуда этих колебаний растет и для 10 км. высоты достигает 3° . Напротив, в полярных странах, напр., в Антарктике, дело обстоит иначе: здесь зимою в нижних слоях часто образуются температурные инверсии, летом же получается значительное падение температуры с высотой; таким образом зимою слои на высоте 1000 м. теплее самых нижних слоев, летом — холоднее; при таких условиях амплитуда годовых колебаний на высоте 1000 м. должна быть значительно понижена. И действительно, для Антарктики амплитуда годовых колебаний для первых 800 м. атмосферы падает с 25° до 14° , а затем медленно растет с высотой.

Что касается годовых колебаний в средних широтах, то здесь амплитуда уменьшается с высотой до 2—3 км. (в Линденберге, напр., с 18.7° до 11.7°); затем растет до высоты 5—7 км. для средней Европы (в Линденберге до 6 км., где достигает 14.4°); далее вверх годовая амплитуда снова падает и у нижней границы стратосферы достигает второго минимума (в Линденберге на высоте 12 км. 11.0°); наконец, в области стратосферы она вновь растет; однако, надо иметь в виду, что число наблюдений в области стратосферы невелико и результаты не могут быть вполне надежными. Причины такого сложного изменения годовой амплитуды с высотой в средних широтах, повидимому, следующие: 1) убывание годовой амплитуды в самых нижних слоях, приблизительно до $2\frac{1}{2}$ км., происходит вследствие того, что зимою здесь имеют место температурные инверсии, а летом — падение температуры с высотой; таким образом в этом слое более высокие массы воздуха зимою теплее, а летом холоднее нижних; 2) повышение амплитуды по мере поднятия до $7\frac{1}{2}$ км. над сушею и до $5\frac{1}{2}$ км. для береговых стран объясняется следующим образом: зимою в этих слоях имеет место максимальное развитие вертикальной конвекции и падение температуры с высотой особенно велико; летом же область наибольшего развития вертикальной конвекции переходит в более высокие слои, в рассматриваемых же слоях падение температуры происходит медленнее, чем зимою; вследствие этого, зимою в рассматриваемых слоях понижение температуры с высотой идет быстрее, чем летом; в результате амплитуда годовых колебаний должна постепенно возрастать; 3) уменьшение годовой амплитуды с высотой в выше лежащем слое (12 км.) происходит оттого, что зимою здесь уже начинается температурная инверсия, т. е. повышение температуры с высотой, тогда как летом имеет место наибольшее развитие вертикальной конвекции и наиболее быстрое падение температуры с высотой; таким образом летом температура быстро понижается с высотой, зимою же она падает значительно медленнее, а иногда даже немного повышается; при таких условиях годовая амплитуда должна уменьшаться; 4) выше 12 км. годовая амплитуда уве-

личивается вследствие того, что зимою здесь температура с высотой не изменяется (изотермия), тогда как летом температура повышается (инверсия).

При сложном распределении температуры зимою и летом в верхних слоях, здесь не наблюдается такой правильной смены времен года, какая имеет место у поверхности земли. В средней Европе для всей области тропосферы максимум температуры наступает в июле или в августе; небольшое запаздывание в наступлении максимальной температуры все же замечается: в области стратосферы максимум температуры наблюдается между июнем и сентябрем, причем разности температур между этими месяцами вообще очень малы. Время наступления наименьшей температуры изменяется следующим образом: у поверхности земли минимум наступает в январе, с высотой время наступления его запаздывает и на высоте 2 км. он приходится уже на март; март остается наиболее холодным месяцем до высоты 5 км., далее с высотой минимум температуры наступает все раньше и, начиная с 9 км., он приходится уже на январь.

Изоплеты температуры в свободной атмосфере. Если провести изо-плеты температуры в свободной атмосфере, взяв на оси абсцисс время поднятия, на оси ординат высоты над земной поверхностью, то внизу до 2—3 км. изоплеты дают много изгибов и нередко образуют замкнутые кривые главным образом в областях температурных инверсий; в вышележащих слоях атмосферы изо-плеты принимают более правильный вид; они идут почти параллельно с изгибами то в одну, то в другую сторону; выше 10 км., т. е. в области страто-сферы, изоплеты снова принимают такой же неправильный вид, как и внизу. Рис. 61 дает нам пример хода изоплет над Гамбургом с 8-го по 13 августа 1910 года.

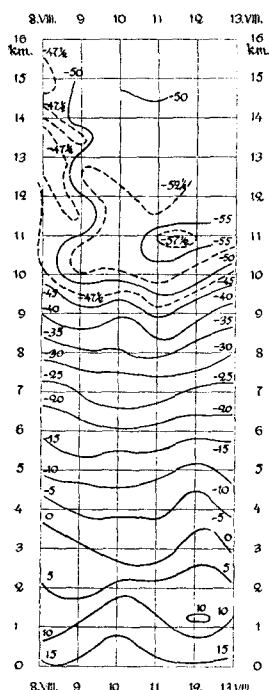


Рис. 61. Изоплеты температуры воздуха.

Интересно проследить ход изотермы, соответствующей 0° ; так, над Парижем наибольшей высоты достигает она в августе (3.4 км.), наименьшей в феврале (0.3 км.); изотерма в -20° находится в августе на высоте 7.0 км., в феврале на высоте 4.8 км., изотерма в -40° лежит в августе на высоте 9.5 км., в феврале на высоте 7.8 км.; наконец, изотерма в -50° в августе на высоте 11.0 км., а в феврале на высоте 9.0 км.

Как показывают наблюдения, изменения температуры в свободной атмосфере от одного дня к другому могут иногда быть очень значительны. Примером могут служить изменения температуры с 8 час. у. 9-го декабря до 8 час. утра 10 декабря 1909 года в Гамбурге на разных высотах. В то время, как у поверхности земли имело место понижение температуры на 6° , в свободной атмосфере в средних слоях наблюдалось повышение, доходившее на высоте 6 км. до 18° ; в более высоких слоях снова имело место понижение температуры, составлявшее на высоте 12 км. 10.5° . Интересно отметить, что значительное повышение температуры в средних слоях атмосферы с 9-го на 10 декабря 1909 года наблюдалось не только в Гамбурге, но и в ряде других пунктов средней и западной Европы.

Нижние температурные инверсии. Как указано выше, в самых нижних слоях атмосферы до высоты 4 км. нередко имеют место темпера-

турные инверсии; в средних слоях атмосферы их почти вовсе нет, но с высоты 8—12 км. обычно начинается верхняя температурная инверсия.

Остановимся раньше всего на нижних температурных инверсиях. Температурные инверсии чаще всего образуются зимою в континентальных странах в ясную погоду. Нередко они достигают значительной вертикальной мощности. Примером такой мощной инверсии может служить температурная инверсия, наблюдавшаяся 7 марта 1907 года в Кучино (под Москвою): в то время, как у поверхности земли была температура—16.6°, с высотой она значительно возрастала и на высоте 1900 м. достигла +1.1°, т. е. повысилась почти на 18° и лишь на высоте 4 км. опустилась до—16°, т. е. достигла того же значения, что и у поверхности земли. Точно также в Слуцке под Ленинградом 7 декабря 1910 года у поверхности земли была температура—11.6°, тогда как на высоте 520 м. она повысилась до +6.8°, т. е. повысилась на 18.4°; на высоте 3150 м. (наибольшая высота поднятия) было—7.0°, т. е. почти на 5° теплее, чем внизу.

Подобного рода инверсии имеют место главным образом зимою при ясной погоде и высоком давлении; благодаря малому содержанию водяных паров в атмосфере и вообще большой ее прозрачности, происходит сильное охлаждение земной поверхности и прилежащих слоев воздуха; в то же время в средних слоях образуются нисходящие течения, при которых опускающиеся воздушные массы могут динамически нагреваться на 1° на каждые 100 м. опускания; эти нагретые таким образом массы растекаются затем над застоявшимися холодными плотными массами нижнего воздуха; в результате получается значительное повышение температуры с высотой.

Аэрологические наблюдения последних лет показали, что указанные температурные инверсии часто охватывают всю область повышенного давления. Так, змейковые поднятия 19 декабря 1917 года позволили проследить границу раздела между теплыми опустившимися массами воздуха и нижними массами, охладившимися благодаря излучению. В центре области повышенного давления над Линденбергом пограничная поверхность лежала на высоте около 1580 м.; отсюда она понижалась на восток и на запад: на восток на протяжении 800 км. она опустилась на 1120 м. (в Лиде высота ее была 460 м.), на запад на протяжении 630 км. она опустилась на 980 м. (в Саарвальдгофе в Лотарингии высота ее была 600 м.).

Нередко температурные инверсии образуются над облаками, играющими такую же роль в поглощении и испускании тепла, как и земная поверхность. Иногда температурные инверсии могут образовываться следующим образом: пусть в нижних слоях атмосферы располагаются холодные массы воздуха, а над ними имеют место теплые воздушные течения, приносящие теплый воздух; на границе раздела этих двух слоев наблюдается в таком случае температурная инверсия. Эти инверсии характеризуются тем, что в слое воздуха малой вертикальной мощности наблюдается значительное повышение температуры. Так, напр., 5 декабря 1910 года над Гамбургом. в слое воздуха от 180 до 520 м. высоты над поверхностью земли, температура повысилась на 15.3°.

Нижние инверсии часто наблюдаются в полярных странах; здесь нередко слои инверсии или изотермии чередуются с слоями, в которых падение температуры с высотой составляет почти 1° на каждую сотню метров, и такое слоистое строение тянется иногда до больших высот. Приведем два примера температурных инверсий в полярных странах,

наблюдавшихся экспедицией Главного Гидрографического Управления вблизи мыса Челюскина (около 75 с. ш.): 1) 6 марта 1915 года около 2 час. дня у поверхности моря температура была — 38.6°, с высотой она повышалась и на высоте 1330 м. (наибольшая достигнутая высота) наблюдалось — 24.7°; таким образом температура повысилась почти на 14°; 2) 1 июля 1915 года в слое воздуха от поверхности моря до 20 м. температура повысилась от 4.0° до 11.8°, т. е. почти на 8°; температурная инверсия наблюдалась и в последующие дни. В тропических странах у поверхности земли инверсии обычно не наблюдаются, но в переходном слое от пассатов к антипассатам или от нижних муссонов к верхним в зимнее время нередко наблюдаются довольно значительные инверсии.

Пепплер обратил внимание на особый вид инверсии; она связана с достаточно резко выраженным максимумом силы ветра в каком-нибудь слое. Пепплер объясняет это явление тем, что быстро движущийся слой воздуха втягивает, подобно пульверизатору, воздушные массы из смежных с ним нижних и верхних слоев. В первых поднимающихся вверх массах происходит адиабатическое охлаждение, тогда как во вторых массах, опускающихся вниз, происходит адиабатическое нагревание. Все это ведет к образованию температурной инверсии в области максимума ветра. Примером такой инверсии может служить воздушное поднятие в Слуцке 29 сентября 1912 года: наблюдения показали, что с высоты 1800 м. до 2065 м. наблюдалось повышение температуры от —6.5° до —1.3°; при этом скорость ветра на той же высоте дала резкое повышение с 8 м. в сек. до 10. Такие инверсии Пепплер называет динамическими.

П. А. Молчанов указал еще на один вид температурных инверсий, имеющих место при снежном покрове весною; такие инверсии он называет снежными или весенними. Допустим, что земная поверхность покрыта снежным покровом, над которым теплый поток несет массы воздуха с температурой выше 0. Начинающееся при этом таяние снегов поглощает огромное количество тепла и охлаждает воздушные массы, движущиеся вблизи почвы, до температур, близких к 0°. Благодаря ветру, происходит постоянное перемешивание нижних охлажденных масс воздуха с верхними более нагретыми, которые постоянно приносят новые запасы тепла. Вследствие этого в нижнем слое воздуха у земной поверхности наблюдается небольшая прослойка холодного воздуха с понижением температуры, далее на высоте нескольких сотен метров от земли развивается сильная инверсия. Такие инверсии особенно часты весною при снежном покрове; они сопровождаются обычно быстрым таянием снега. Подобная инверсия наблюдалась, напр., в Слуцке 1 марта 1920 года. Температура у земли была 2.2°, на высоте 380 м. 0.2°, а на высоте 500 м. 2.2°; в то время, как в дни, предшествовавшие инверсии, снежный покров уменьшался на 0.2 и 0.1 см., в день инверсии он уменьшился на 3.4 см., и в следующие после инверсии дни на 2.4 и 1.0 см. Таким образом в день инверсии, а также в следующий за нею день, происходило усиленное таяние снега.

Верхняя температурная инверсия; область стратосферы. При каждом значительном воздушном поднятии на высоте около 10 км. обычное падение температуры, характерное для области тропосферы, резко прерывается и далее вверх температура или остается постоянной или даже повышается; начинается таким образом верхняя температурная инверсия или область стратосферы, которая тянется до наибольших исследованных высот (40 км.). Верхняя температурная инверсия была открыта почти одновременно Тейссеран де-Бором в Париже и Ассманом

в Берлине. В настоящее время она установлена также в тропических и в полярных странах, над континентами и морями, летом и зимою.

Переход из области тропосферы в стратосферу происходит различными способами: 1) в ходе температуры замечается резкий скачек от падения температуры к изотермии, 2) стратосфера начинается резким повышением температуры, доходящим до 6°, 3) температура при вступлении в область стратосферы равномерно повышается, 4) температурный градиент сначала сильно уменьшается, а затем начинается почти постоянная температура. Этот переходный слой от тропосферы к стратосфере называют субстратосферой.

Характерной особенностью границы, разделяющей тропосферу и стратосферу, является понижение ее высоты и повышение температуры по мере удаления от экватора к полюсам, что видно из следующей таблицы:

	Батавия. 7° ю. ш.	Субтр. обл. 30° с. ш.	Канада. 43° с. ш.	Сев. Италия. 45° с. ш.	Ср. Европа. 50° с. ш.	Слудк. 60° с. ш.
Высота страто- сферы . .	17 км.	14 км.	11,7 км.	11,1 км.	10,5 км.	9,6 км.
Температура .	— 55°	— 63°	— 61°	— 59°	— 56°	— 51°.

Между высотой стратосферы и ее температурой имеется приблизительно линейная зависимость, а именно, на каждые 1000 м. поднятия границы стратосферы температура падает на 5—8°.

На основании приведенных данных, нетрудно видеть, что наиболее низкие температуры в высоких слоях атмосферы должны иметь место над экватором; по мере удаления от экватора температура верхних слоев атмосферы должна повышаться. Это видно также на рис. 62, дающем распределение температуры воздуха с высотой для широт в 10°, 30° и 50°. Если мы сравним между собою температурные условия для 50° и 10° широты, то найдем следующее: у земной поверхности, согласно аэрологическим наблюдениям, средняя температура для 50° широты около 17° и для 10° широты около 27°; с высотой температура для обеих широт падает и на высоте 10 км. получается для рассматриваемых широт около — 50° и — 38°, т. е. на высоте 10 км. температура для 10° широты на 12° выше, чем для 50° широты. Далее вверх температура для 50° широты почти не изменяется и на высоте около 17 км. остается около — 50°; в то же время на 10° широты температура продолжает падать и на высоте 17 км. понижается почти до — 70°. Вследствие указанных причин, в более высоких слоях над экватором температура на 30 и даже более градусов ниже, чем над северными широтами. Вообще самые низкие температуры в свободной атмосфере наблюдаются именно в экваториальной зоне. Здесь на высоте 17—19 км. нередко температуры в — 80° и значительно ниже. Наиболее низкая температура была отмечена над Батавией 5 декабря 1912 г.

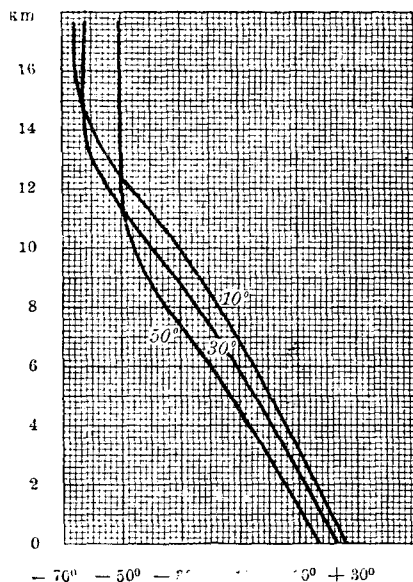


Рис. 62. Распределение температуры под разными широтами.

на высоте 17 км., а именно, — 91.9°. Над средней Европой наиболее низкие температуры редко опускаются ниже — 70°; так, 14 января 1907 года, когда над всей почти Европой господствовало повышенное давление, над Страссбургом на высоте 12.4 км. наблюдалась температура — 73.8°.

Высота, на которой начинается область стратосферы, изменяется в течение года; при этом минимум ее высоты наблюдается зимою или раннею весною, затем высота ее повышается и достигает максимума летом. Напр., для средней Европы имеем:

	Зима.	Весна.	Лето.	Осень.	Год.
Высота стратосферы . .	10.3 км.	9.9 км.	11.0 км.	10.7 км.	10.5 км.
Температура	—58.8°	—55.6°	—53.0°	—55.0°	—55.6°.

Максимальная высота, на которой начинается стратосфера над средней Европой, составляет 11.3 км. и имеет место в августе, минимальная высота 9.7 км. в марте. В то же время наиболее высокая температура в области стратосферы над средней Европой составляет — 52.0° в июне и наименьшая — 61.4° в январе.

Стратосфера начинается значительно выше над областями высокого давления, чем над областями низкого давления.

Происхождение верхней температурной инверсии дано Гольдом и Гемфрисом. Как было указано выше (см. стр. 79), общее тепловое излучение земного шара и атмосферы таково, как если бы оно исходило от черной поверхности, концентрической с земной поверхностью и лежащей на высоте около 6 км. над земной поверхностью (эффективная излучающая поверхность земного шара); температура ее около — 25°C или 258° по абсолютной шкале. Таким образом, при вычислении лучистой энергии, посылаемой земной поверхностью и окружающими ее водяными парами в верхние слои атмосферы, мы можем заменить их одной черной поверхностью на высоте около 6 км., лучеиспускающей в верхние слои соответственно абсолютной температуре на этой высоте. Гемфрис и Гольд показали, что энергия, испускаемая этой эффективной поверхностью, достаточна для поддержания изотермии верхних слоев. В самом деле, вообразим себе в атмосфере две бесконечно больших черных поверхности, параллельных между собою, при абсолютной температуре T_2 ; пусть нижняя поверхность совпадает с нашей эффективной поверхностью, а верхняя лежит на значительной высоте. Если поместить между ними тонкий слой какого-либо вещества, то он, по прошествии достаточного времени, примет температуру T_2 . Если теперь удалить верхнюю черную поверхность, то количество энергии, посылаемое нашему тонкому слою, уменьшится вдвое, и он примет некоторую температуру T_1 , более низкую, нежели T_2 . Очевидно, во втором случае наш слой получает в два раза меньше тепла; следовательно, он и лучеиспускает в два раза меньше тепла при температуре T_1 , нежели при температуре T_2 ; в первом случае количество тепла, лучеиспускаемое единицей поверхности нашего слоя в единицу времени, равно $\propto T_2^4$, во втором случае $\propto T_1^4$. Таким образом:

$$\propto T_2^4 = 2 \propto T_1^4,$$

откуда

$$T_1 = T_2 \sqrt[4]{\frac{1}{2}} \text{ или } T_1 = \frac{100}{119} T_2.$$

Излучающей поверхностью во втором случае у нас является эффективная поверхность, а воспринимающим ее лучистое тепло слоем является слой верхней изотермии; если примем его температуру равной -55° , что соответствует абсолютной температуре 218° , тогда, очевидно, $T_1 = 218^{\circ}$. Подставляя это значение в последнее уравнение, получим $T_2 = 259^{\circ}$. Эта температура почти совпадает с той, которую мы приняли для эффективной поверхности излучения. Таким образом теплоты, испускаемой эффективной поверхностью, достаточно для поддержания верхних слоев атмосферы при температуре -55° . Гольд путем теоретических соображений показал, что высота, на которой начинается изотермический слой, находится в среднем на высоте 10.5 км.

В последнее время появились две противоположные гипотезы относительно температуры в более высоких слоях атмосферы: 1) Линдемман и Добсон предполагают, что между 50—60 км. должна быть весьма значительная температурная инверсия и что над этой инверсией температура должна достигать $+30^{\circ}$; основанием для такой гипотезы послужили им не вполне надежные статистические данные относительно высоты метеоров; обработка этих данных привела их к выводу, что минимум повторяемости метеоров наблюдается на высоте 50—60 км.; происходит это, по мнению названных ученых, вследствие того, что здесь метеоры попадают из сравнительно нагретых слоев воздуха ($+30^{\circ}$) в массы воздуха при -55° , вследствие чего затухают; однако, причиной такого затухания, если оно действительно имеет место на высоте 50—60 км., должно быть не понижение температуры, а значительное замедление скорости падения метеоров в нижних, более плотных слоях атмосферы. 2) Вегард, напротив того, считает, что на высоте 100 км. должна быть очень низкая температура около -240° , так как здесь должны иметь место частички твердого азота; такое предположение Вегард основывает на том, что спектр полярных сияний тождествен со спектром твердого азота под действием катодных лучей. Однако, в последние годы Мак-Леннан показал, что спектральные линии, аналогичные линиям полярных сияний, получаются при электрическом разряде через гелий с примесью кислорода. Таким образом естественнее допустить, что на такой высоте имеется вовсе не твердый азот, а гелий с примесью кислорода.

В 1925 году к тому же вопросу подходит А. Вегенер с другой стороны. Светящиеся ночные облака, обычно наблюдавшиеся после сильных вулканических извержений, представляют собою, по мнению Вегенера, перистовидное облачное образование, не всегда связанное с извержениями; они с известной регулярностью время от времени появляются на высоте 70—80 км. Для образования таких облаков необходимо, по мнению Вегенера, падение температуры с высотой. Развивая свои идеи далее, Вегенер путем весьма остроумных соображений приходит к выводу, что над стратосферой на высоте около 60 км. над землею снова начинается падение температуры, т. е. начинается „верхняя тропосфера“; на высоте около 80 км. в „верхней тропосфере“ температура между -100° и -110° , а на высоте 120 км. должна быть температура около -130° или -140° .

Давление воздуха.

Методы измерения давления. Обычно в метеорологии давление измеряют в мм. ртутного столба, причем за среднее нормальное давление у уровня моря принимают 760 мм. Однако, для измерения давления удобнее пользоваться такими единицами, которые основываются на абсолютной системе единиц; так, естественно было бы взять за единицу давление в одну дину, приходящееся на см.² поверхности. Нормальное давление, выраженное в этих единицах, равно 1013250 дин на см.². В последнее время норвежский ученый Бьеркнес предложил измерять давление в барах, причем бар равняется давлению в один миллион дин на см.² Эта единица соответствует давлению ртутного столба в 750.1 мм. высоты. Бар делится на деци-, санти- и миллибары, причем 1 миллибар равен 0.7501 мм. ртутного столба (точнее 0.75006 мм.), а 1 мм. ртутного столба равен 1.3332 миллибара. В настоящее время постепенно вводится в некоторых странах в качестве единицы давления не мм. ртутного столба, а миллибар.

Для измерения давления служат ртутные и металлические барометры, а также гипсотермометры. Устройство ртутного барометра известно из физики: он состоит из чашки со ртутью, сообщаемой с наружным воздухом, и опрокинутой в нее, сверху закрытой, вертикальной стеклянной трубки, содержащей ртутный столб; часть трубки над ртутью не должна содержать воздуха. Высота ртутного столба от уровня ртути в чашке до горизонтальной поверхности, касательной к верхнему мениску ртутного столба в трубке, взятая по вертикальному направлению, дает нам величину атмосферного давления; высота измеряется помощью шкалы с нониусом, укрепленной вертикально. При изменениях давления высота ртути в трубке изменяется; при понижении давления она понижается, так как часть ртути выливается в чашку; наоборот, при повышении давления высота столба ртути повышается, причем часть ртути из чашки переходит в трубку. Вследствие этого уровень ртути в чашке, от которого должна измеряться высота ртутного столба, постоянно изменяется. Чтобы отсчет всегда производился от уровня ртути в чашке, во многих ртутных барометрах устраивают подвижное дно так, чтобы нижний уровень ртути всегда можно было привести к нулю шкалы.

В барометрах с широким резервуаром поперечное сечение чашки во много раз больше поперечного сечения трубки, вследствие чего небольшие изменения высоты ртути в трубке не изменяют чувствительно высоты ртути в чашке. Иногда при нанесении делений на шкале чашечного барометра принимается в расчет поправка на то, что при повышении давления уровень ртути в чашке понижается, а при понижении давления повышается; в таком случае, очевидно, деления, соответствующие мм. ртутного столба, должны быть нанесены на расстояниях, несколько меньших миллиметра.

Измеренная непосредственно величина давления требует внесения поправок. Как известно, высота ртутного столба при одном и том же давлении зависит от температуры ртути: чем температура больше, тем плотность ее меньше и тем высота ртутного столба выше. Для сравнимости отсчетов барометра необходимо измеренные высоты ртути приводить к одной и той же температуре; обычно приводят от

счеты барометра к 0°. Так как с повышением температуры расширяется не только ртуть, но и шкала, то необходимо ввести поправку и на расширение шкалы; нетрудно видеть, что вследствие расширения ртути отсчет высоты столба должен увеличиваться, а вследствие расширения шкалы уменьшаться. Если при одном и том же давлении высота ртутного столба при 0° равна H_0 , а при температуре t° равна H , то, очевидно,

$$H_0 = H (1 - \alpha t),$$

где α — разность коэффициентов расширения ртути и шкалы; так как шкала обычно латунная, то $\alpha = 0.000163$ (коэффициент расширения ртути: —0.000181; латуни: —0.000018, разность между ними 0.000163); таким образом:

$$H_0 = H (1 - 0.000163 t).$$

Помощью этой формулы можно привести показания барометра к 0°; на основании ее составлена раз навсегда таблица поправок для разных давлений при различных температурах, помощью которой без всяких вычислений находят соответствующую поправку; эта поправка при температурах выше нуля отрицательная, при температурах же ниже 0° положительная.

Нетрудно видеть, что вес определенного столба ртути зависит от напряжения тяжести. Напряжение тяжести на земном шаре увеличивается от экватора к полюсам и, кроме того, уменьшается по мере поднятия над уровнем моря. Вследствие этого при одном и том же давлении высота столба ртути, уравнивающего давление, должна быть у экватора больше и постепенно уменьшаться к полюсам; точно также высота эта при одном и том же давлении должна быть тем больше, чем выше барометр над уровнем моря. Обычно приводят показания барометра к напряжению силы тяжести под широту 45° и на уровне моря. Для таких поправок также имеются соответствующие таблицы; при этом для барометра, установленного под определенной широтой на известной высоте над уровнем моря, указанная поправка определяется раз навсегда и принимается постоянной для данного барометра. Наконец, барометр имеет еще свою постоянную инструментальную поправку, зависящую от несовершенства его устройства. Она определяется из целого ряда одновременных отсчетов данного барометра и другого барометра, тщательно проверенного в центральном метеорологическом учреждении.

Металлические барометры или anerоиды состоят из герметически замкнутой тонкостенной металлической коробки, внутри которой воздух разрежен. При изменениях давления коробка деформируется и эти деформации системой рычагов и других соединений передаются стрелке, движущейся перед циферблатом, на котором нанесены соответствующие значения давления. В anerоидах Види применяется круглая коробка, имеющая желобчатое дно, которое при увеличении давления вдавливается внутрь, а при уменьшении давления выпучивается наружу; эти движения дна передаются стрелке. В anerоидах Бурдона металлическая коробка имеет форму изогнутой трубки; трубка посредине закреплена. При изменениях давления свободные концы трубки сближаются или расходятся и перемещения концов передаются подвижной стрелке. Чтобы anerоид давал надежные измерения, он должен быть тщательно проверен; поправка anerоида зависит от давления и температуры; кроме того, она изменяется

с течением времени, вследствие изменения упругости металлической коробки. Таким образом необходимо время от времени сравнивать его с ртутным барометром.

Третий способ определения давления основан на измерении температуры кипения воды. Известно, что упругость паров кипящей воды

равна внешнему давлению.

Поэтому, если мы измерим температуру паров кипящей воды, а затем по таблицам найдем соответствующую упругость паров, то последняя даст нам искомое внешнее давление. Подобного рода приборы называются гипсотермометрами или термобарометрами (рис. 63).

Указанные приборы не могут дать точных значений давления; в самом деле, при давлении, близком к нормальному, изменению давления на 1 мм. соответствует изменение температуры паров кипящей воды приблизительно на 0.04°; следовательно, для определения давления с точностью до 0.1 мм. требуется знать температуру паров кипящей воды с точностью до 1/250°.

Таким образом, даже при самой большой точности отсчетов температуры, нельзя ручаться за десятые доли мм. Прибор этот применяется нередко для определения высоты места над уровнем моря, вследствие чего он называется гипсотермометром.

Приведем небольшую таблицу изменения температуры паров кипящей воды по мере поднятия над уровнем моря:

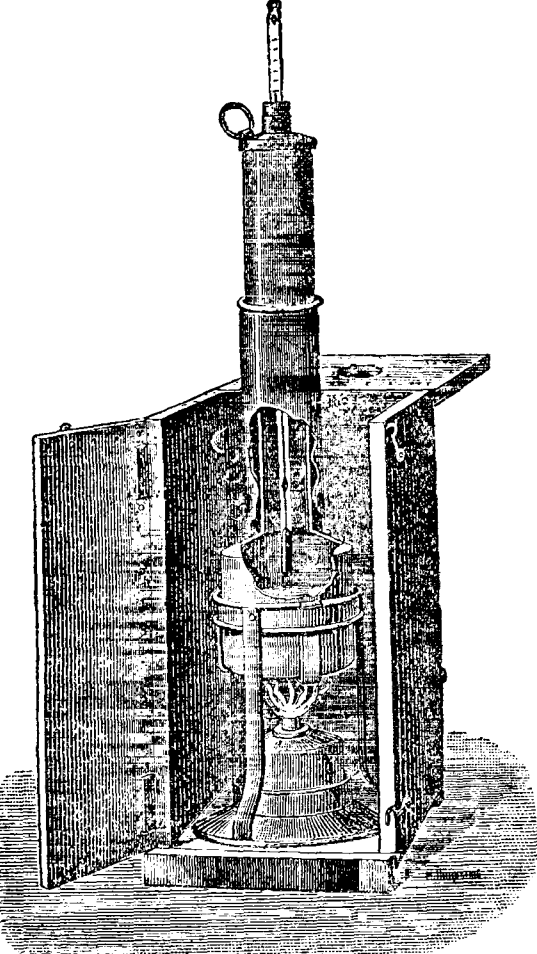


Рис. 63. Гипсотермометр.

Давление в мм.	Высота в м.	Температура.
760 00	0	100°
707.27	570	98
611.00	1740	94
595.95	2940	90
417.02	4800	84.

Для записи изменений давления применяются самопишущие барометры или барографы. Рис. 64 дает общий вид металлического барографа Ришара. Существенную часть его составляет ряд anerоидных коробок, наложенных друг на друга; при изменениях давления крышки этих коробок перемещаются; перемещение верхней крышки передается системой рычагов стрелке, имеющей на конце перо; это перо записывает изменения давления на ленте, накрученной

на барабан, приводимый в движение часовым механизмом. Имеются также и другие типы барографов.

Суточные колебания давления. Для давления воздуха так же, как и для других метеорологических элементов, наблюдаются суточные и годовые колебания.

Рассмотрим раньше всего суточные колебания давления воздуха. Наблюдения показывают, что суточный ход давления значительно отличается от хода других метеорологических элементов. Колебания давления обнаруживают в течение суток два максимума и два минимума. Особенно правильны и резко выражены эти колебания давления в экваториальных и тропических странах. Здесь они могут быть обнаружены наблюдениями даже одного дня. Но, по мере удаления от экватора, суточные колебания давления в значительной мере маскируются непериодическими колебаниями и могут быть открыты лишь при составлении средних значений давления для более или менее продолжительного промежутка времени.

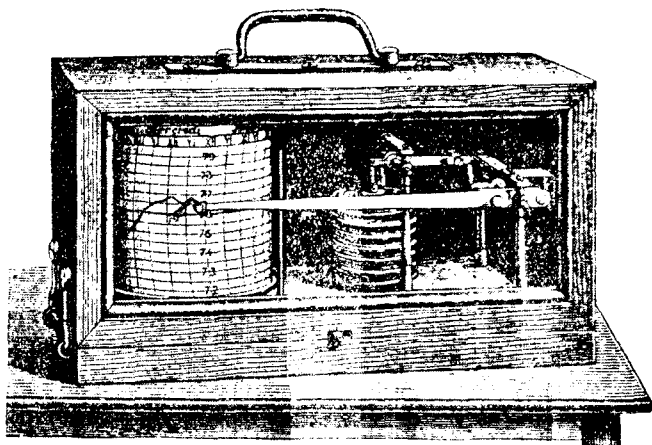


Рис. 64. Барограф.

В общем, первый минимум наступает около 3—4 часов ночи, первый максимум около 9—10 час. утра; затем давление снова падает и второй минимум наблюдается в 3—4 часа дня и второй максимум в 9—10 час. вечера.

Приведем примеры суточных колебаний давления (в среднем за год) для различных мест, причем будем давать значения наибольших и наименьших давлений в их отклонениях от среднего суточного значения давления.

Суточный ход давления под разными широтами.

	Ночной минимум.	Утренний максимум.	Дневной минимум	Вечерний максимум
Великий океан $4\frac{1}{2}^{\circ}$ с. ш.	—0.74мм. 4 ч. у.	1.07 мм. 10 ч. у.	—1.30мм. 4 ч. д.	0.89 мм. 10 ч. в.
$33\frac{1}{2}^{\circ}$ " "	—0.64 " "	0.69 " "	—0.40 " "	0.28 " "
Сан-Мартин $43\frac{1}{2}^{\circ}$ " "	—0.27 " "	0.35 " "	—0.47 " "	0.41 " "
Упсала 60° " "	—0.06 " "	0.16 " "	—0.17 " "	0.10 " "

На рис. 65 представлен графически суточный ход давления для различных широт.

Амплитуда суточных колебаний составляет в тропических странах 2—3 мм.; к полюсам эта амплитуда уменьшается сначала медленно, а затем значительно быстрее. Обычно обе суточные волны не симметричны, особенно на континентах: дневные колебания почти всюду резче ночных; при этом дневной минимум большею частью глубже

ночного и утренний максимум больше вечернего. Так, для экваториальной части Великого океана ночные колебания дают амплитуду 1.63 мм., дневные 2.37 мм.; средняя суточная амплитуда равна 2.00 мм. Для Великого океана под широтою 33¹/₂° амплитуда ночных колебаний 0.92, дневных 1.09, средняя суточная амплитуда 1.00 мм. Для С. Мартина под широтою 43¹/₂° ночная амплитуда 0.68, дневная 0.82, средняя

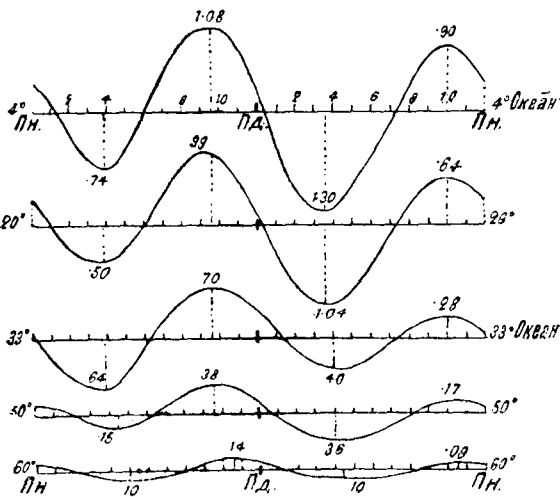


Рис. 65. Суточные колебания давления.

амплитуда 0.75 мм. Наконец, для Упсалы (59°52' с. ш.) ночная амплитуда 0.17, дневная 0.33, средняя амплитуда 0.25 мм. Числа эти показывают, что суточные амплитуды в экваториальных странах составляют 2 мм. и более, тогда как в северных широтах уменьшаются до 0.2—0.3 мм. На суточные колебания давления значительное влияние оказывают времена года. В тропических странах в период дождей замечается уменьшение амплитуды суточных колебаний, тогда как время наступления крайних значений остается неизменным. В средних и высших широтах, особенно на суше, дневные амплитуды летом больше, чем зимою; ночные же амплитуды летом меньше, чем зимою; иногда ночные колебания летом почти вовсе исчезают. Время наступления крайних значений давления летом отодвигается от полудня, зимою, напротив того, приближается к полудню. Рассмотрим для примера суточные колебания в Вене и Париже в различные времена года.

Суточные колебания в разные времена года.

	Ночной минимум	Утренний максимум	Дневной минимум	Вечерний максимум	Амплитуда.	
					Дневн.	Ночн.
В е н а.						
Дек.—Янв.	—0.32 мм. 6 ч. у.	0.43 мм. 10 ч. у.	—0.31 мм. 2 ч. д.	0.32 мм. 10 ч. в.	0.74 мм.	0.64 мм.
Июнь—Июль	0.03 „ 4 „ „	0.50 „ 8 „ „	—0.70 „ 5 ч. в.	0.19 „ Пн.	1.20 „	0.16 „
П а р и ж.						
Дек.—Янв.	—0.29 мм. 5 ч. у.	0.50 мм. 10 ч. у.	—0.34 мм. 2 ч. д.	0.19 мм. 9 ч. в.	0.84 мм.	0.48 мм.
Июнь—Июль	—0.05 „ 3 „ „	0.42 „ 8 „ „	—0.62 „ 5 ч. у.	0.24 „ 11 ч. н.	1.04 „	0.29 „

В пасмурные дни амплитуды суточных колебаний давления меньше и моменты наступления крайних значений давления придвинуты к полудню.

Влияние близости моря также сказывается на суточных колебаниях давления. В то время, как в тропических странах соседство моря почти не замечается, в средних и высших широтах оно оказывает значительное влияние. Возьмем для примера три пункта, расположенные

приблизительно под широтою 52°: Валенсия на западе Ирландии, Кью посреди Англии и Иркутск в центре Азии. Для этих трех пунктов в июне месяце имеем:

	Минимумы.		Максимумы.		Амплитуда.	
	Ночной.	Дневной.	Утренний.	Вечерний.	Дневн.	Ночная.
Валенсия . . .	−0.44 мм. 4 ч. у.	0.03 мм. 6 ч. в.	0.17 мм. Пд.	0.32 мм. 10 ч. у.	0.14 мм.	0.76 мм.
Кью	−0.06 „ 4 „ „	−0.41 „ 4 ч. д.	0.28 „ 8 ч. у.	0.27 „ 10 „ „	0.69 „	0.33 „
Иркутск . . .	нет.	−0.90 „ 4 „ „	0.81 „ 8 „ „	нет.	1.71 „	—

Числа эти показывают, что ночной минимум и вечерний максимум особенно резко выражены в летнее время на берегу, вглубь суши они постепенно сглаживаются; внутри же континента, как показывают наблюдения в Иркутске, указанные колебания вовсе незаметны. Обратное соотношение имеет место для утреннего максимума и дневного минимума; они проявляются тем резче, чем место континентальнее; на берегу океана они сильно сглажены и наступают позже, особенно утренний максимум. В Иркутске летом получается таким образом почти простой суточный ход с максимумом в 8 час. утра и минимумом в 4 часа дня; этот ход приблизительно обратен суточному ходу температуры воздуха, причем амплитуда достигает 1.71 мм. Следует отметить, что для Иркутска влияние континента усиливается еще тем, что он расположен в долине.

Вообще в долинах и котловинах в летнее время проявляется очень глубокий дневной минимум и резкий утренний максимум, наступающий сравнительно рано; в то же время ночной минимум и вечерний максимум очень ослаблены или даже вовсе исчезают. Такой ход давления наблюдается в течение всего лета и выражен настолько сильно, что оставляет свой отпечаток даже и в суточном ходе давления в среднем за весь год.

На вершинах гор в суточном ходе давления замечаются такие же отклонения по сравнению с соседними равнинами, какие наблюдаются для береговых станций по сравнению с континентальными. Остановимся подробнее на горах средних широт, где указанные отступления проявляются особенно резко. Ночной минимум проявляется здесь значительно углубленным и время наступления его почти всюду наблюдается в 4—5 ч. утра; в то же время утренний максимум несколько ослабляется и с высотой постепенно запаздывает; ослабляется также и дневной минимум; что касается вечернего максимума, то он сохраняется на всех высотах, но время наступления его постепенно переходит на более ранние часы. В результате остаются резко выраженные ночной минимум около 4—5 часов утра и вечерний максимум около 10 часов вечера или даже раньше; таким образом, суточный ход давления на горных вершинах средних широт получается почти простой, имеющий некоторое сходство с суточным ходом температуры воздуха на равнинах.

Приведем некоторые примеры:

	Минимумы.		Максимумы.	
Сентис (2500 м.) .	−0.41 мм. 4 ч. у.	0.08 мм. 6 ч. в.	0.15 мм. 1 ч. д.	0.30 мм. 10 ч. в.
Зоннблик (3100 м.)	−0.45 „ 5 „ „	0.12 „ 6 „ „	0.21 „ 2 „ „	0.33 „ 10 „ „
Монблан (4360 м.)	−0.37 „ 5 „ „	0.14 „ 5 „ „	0.15 „ 2 „ „	0.31 „ 8 „ „

Рис. 66 дает нам суточный ход давления в июле 1887 года в Женеве (408 м. над уровнем моря, кривая G), в Берне (573 м., кривая B), на Сентисе (2467 м., кривая S) и на Монблане (4811 м., кривая MB).

Объяснение суточных колебаний давления. Для объяснения суточных колебаний давления представляется целесообразным разложить

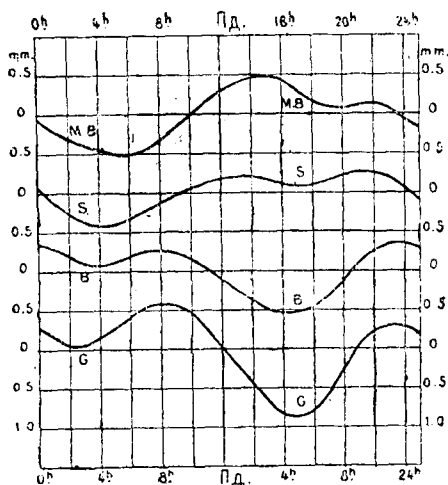


Рис. 66. Суточный ход давления на горах.

ставим перед острием цилиндр, вращающийся вокруг вертикальной оси и обернутый бумагой, покрытой сажею. Тогда острие наше начертит на закопченной бумаге ряд кривых, изображающих гармоническое колебательное движение; кривые, его изображающие, называются синусоидами (рис. 67).

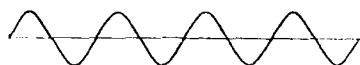


Рис. 67. Синусоиды.

Помощью математического анализа (см. стр. 204) можно разложить кривую суточного колебания давления на такие простые колебания; при этом получается ряд гармонических колебаний в виде синусоид; из них первая имеет период в 24 часа, вторая в 12 часов, третья в 8 часов и т. д. Так, напр., если разложить суточное колебание давления над океаном вблизи экватора и ограничиться только двумя первыми синусоидами, суточной и полусуточной, то амплитуда суточной волны окажется равной 0.6 мм., а полусуточной 1.84 мм.

Особенной правильностью отличается полусуточная волна; почти всюду для нее минимум имеет место под экватором в 3 ч. 40 м. утра и в 3 ч. 40 м. дня и максимум в 9 ч. 40 м. утра и 9 ч. 40 м. вечера; по мере удаления от экватора, время наступления крайних значений немного запаздывает, но сравнительно очень мало. Амплитуды этих колебаний правильно убывают с увеличением широты:

Широта	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Амплитуда	1.96	1.84	1.62	1.30	0.92	0.54	0.18 мм.

Итак, полусуточная волна обладает чрезвычайной правильностью; в атмосфере получаются своего рода приливы и отливы, происходящие почти одновременно по всему меридиану; при этом дважды в сутки образуются приливы (повышения давления) и дважды в сутки отливы.

(понижения давления). Однако, колебания эти не представляют собою настоящих воздушных приливов и отливов, аналогичных приливам и отливам в океанах. В самом деле, как показывает теория, причиной морских приливов и отливов является, главным образом, притяжение водных масс луною, а не солнцем, вследствие чего периоды морских приливов и отливов соответствуют главным образом лунному, а не солнечному времени; как показал Чапман, такие колебания весьма малы; даже на экваторе притяжения луны и солнца дают колебания давления порядка 0.025 и 0.01 мм.

Для объяснения суточных колебаний давления лорд Кельвин высказал предположение, что, подобно всякому другому телу, наша атмосфера может совершать колебания, причем период колебаний атмосферы равен 12 часам; таким образом, при самом ничтожном возбуждении нашей атмосферы, она способна дать колебания с периодом в 12 часов. Возникает вопрос, каковы должны быть причины, вызывающие эти колебания. Как известно, источником всех явлений на земле является солнечная радиация; благодаря ей происходят суточные колебания температуры воздуха, а потому естественнее всего искать причину суточных колебаний давления в суточных колебаниях температуры воздуха. Если приглядеться к кривой суточного колебания температуры воздуха, то нетрудно видеть, что она не представляет собою правильную гармоническую кривую, т. е. синусоиду. Однако, ее можно разложить на ряд гармонических кривых с периодом в 24, 12, 8 и т. д. часов. Если произвести такое разложение, то окажется, что наибольшей амплитудой обладает суточная температурная волна, полусуточная волна обладает амплитудой в 4—8 раз меньшей; остальные волны обладают еще меньшими амплитудами и ими можно пренебречь. Таким образом, в нашей атмосфере имеют место температурные возбуждения с периодом в 24 и 12 часов; и те и другие создают колебания атмосферы; несмотря на то, что полусуточные температурные волны слабее суточных, тем не менее, благодаря действию резонанса, благодаря тому, что атмосфера способна давать полусуточные колебания, действие их сказывается значительно сильнее, и они дают более интенсивные полусуточные колебания давления, нежели суточные температурные волны. Маргулес развил эту теорию математически и показал, что собственные колебания атмосферы очень близко подходят по своему периоду к 12 часам и вследствие этого, благодаря резонансу, действие слабой полусуточной температурной волны приводит к интенсивной полусуточной волне давления.

Распределение давления на земной поверхности. Чтобы судить о распределении давления на земной поверхности, можно воспользоваться тем же методом, которым мы пользовались раньше при изучении распределения температуры. Для этого следует нанести на карту средние значения давления за год или за какой-нибудь месяц, а затем соединить кривыми места, имеющие одинаковое давление. Линии, соединяющие места с одинаковым давлением, называются и з о б а р а м и. При построении карт изобар необходимо все давления предварительно привести к уровню моря.

Рассмотрим раньше всего распределение давления в январе. Рис. 68 дает нам ход январьских изобар. В январе вдоль экватора тянется пояс пониженного давления (барический экватор); внутри этого пояса среднее давление ниже 760 мм., причем над материком южной Африки оно падает до 755 мм., а над севером Австралии до 752 мм. От барического экватора давление в обе стороны возрастает, причем в субтропических широтах того и другого полушария (30—35° широты)

получаются пояса повышенного давления; здесь замечаются островообразные центры, в которых давление особенно повышено. Далее на

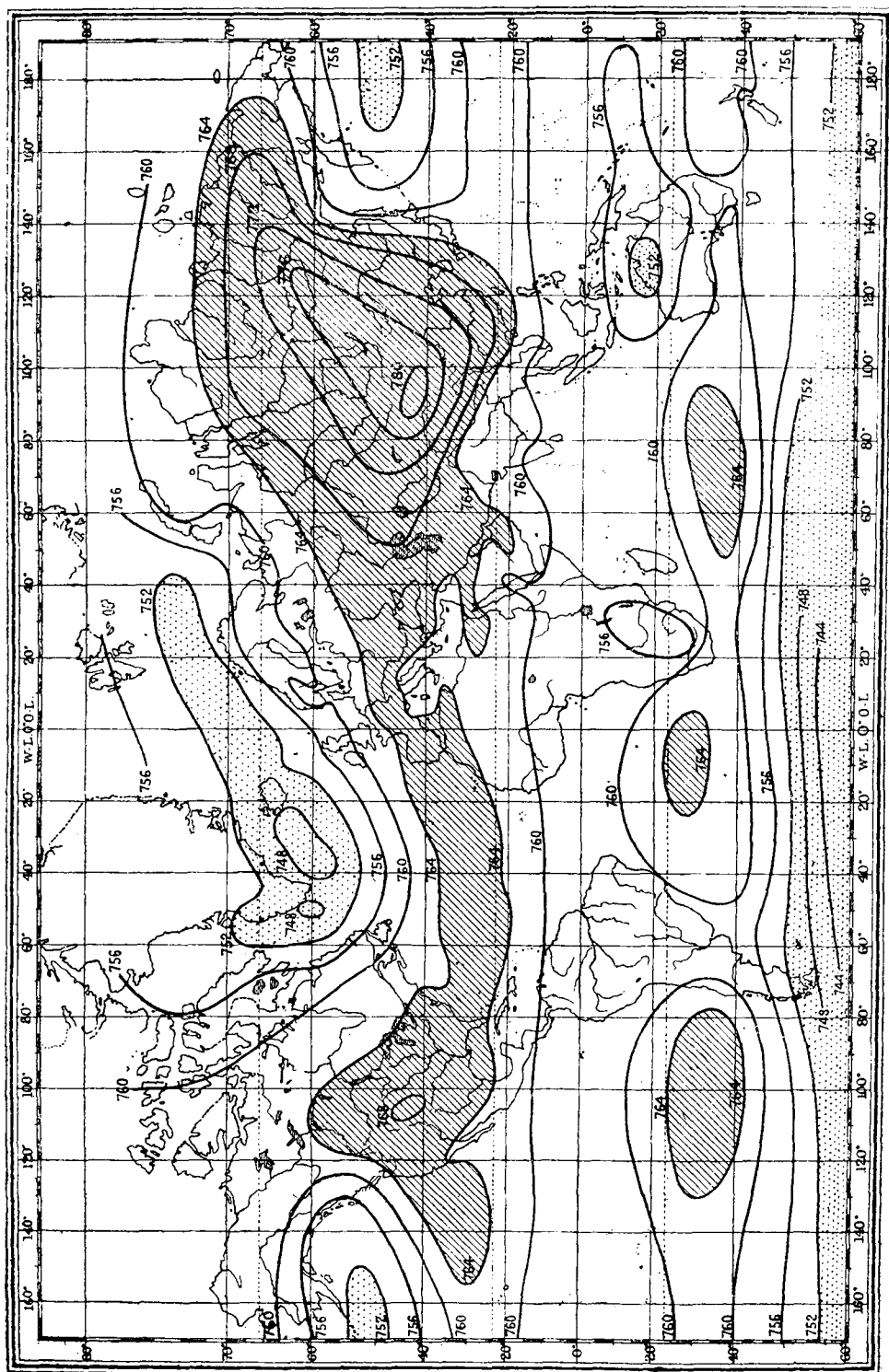


Рис. 68. Январские изобары.

север. если перемещаться вдоль океана, давление в северном полушарии снова падает и дает южнее Аляски в Тихом океане и южнее Исландии в Атлантическом два замкнутых минимума давления и

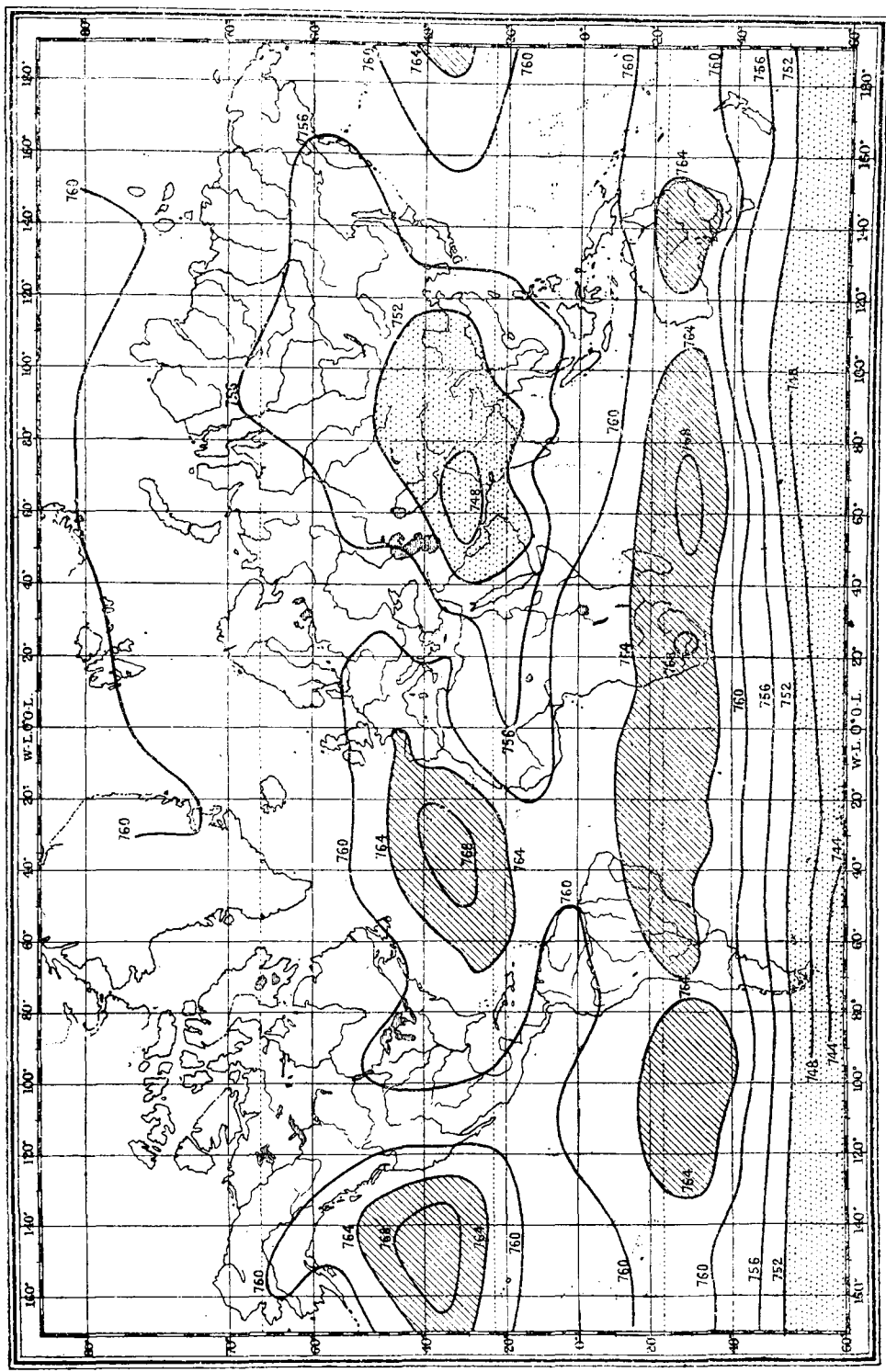


Рис. 69. Июльские изобары.

755 мм. и 745 мм. К полюсу давление вновь слабо возрастает. Над сушею характер распределения давления совершенно иной: здесь давление вглубь континентов в северном полушарии сильно возрастает и над материками Азии и северной Америки образуются сильные максимумы в 780 и 768 мм. В южном полушарии под широтою 35° замечаются три океанических максимума (765 мм.), за пределами которых давление к югу понижается до 740 мм.

Рис. 69 дает нам распределение давления в июле. Из карты видно, что у экватора давление составляет около 760 мм.; максимум давления над Атлантическим и Тихим океанами достигает 765 и 768 мм. Минимум у Исландии ослабел, а у Аляски вовсе исчез. Барометрические максимумы над Азией и северной Америкой заменены минимумами давления. В южном полушарии океанические максимумы, вместе с максимумами над южными частями материков, образуют почти сплошное кольцо высоких давлений. Далее к полюсу давление падает.

Остановимся на распределении годовых изобар. У экватора лежит пояс пониженного давления. В обе стороны от него давление повышается до субтропических широт, где над океанами образуются области высокого давления в 764—766 мм. (под широтою 30° с. и ю. ш.); в северном полушарии давление к северу от субтропических широт падает только над океанами, над континентами же преобладают зимние максимумы, так что в среднем годовом давлении над континентами повышено, особенно над северо-востоком Азии. В средних и высших широтах южного полушария давление правильно падает с широтою, причем для 60° ю. ш. имеем давление 745 мм.

Если вычислить среднее давление для каждого параллельного круга, то получается следующее распределение давления, в зависимости от широты места, в среднем за год:

Среднее давление под разными широтами.

Широта.	Давление.	Широта.	Давление.
80° с. ш.	763.5	Экватор.	758.0
70 " "	758.6	10° ю. ш.	759.1
60 " "	758.7	20 " "	761.7
50 " "	760.7	30 " "	763.5
40 " "	762.0	40 " "	760.5
35 " "	762.4	50 " "	753.2
30 " "	761.7	60 " "	741.7
20 " "	759.2	70 " "	741.9
10 " "	757.9	80 " "	743.1

Числа эти показывают, что в среднем за год наименьшее давление имеет место под широтою около 10° в северном полушарии; эта область низкого давления совпадает с термическим экватором. В обе стороны от этого барического экватора давление возрастает и достигает максимума под 30—35° с. и ю. ш.; далее к полюсам давление сначала понижается (особенно резко в южном полушарии), но затем, начиная с широты 60—65°, снова повышается.

Как барический экватор, так и субтропические максимумы не остаются на месте, но смещаются в течение года с солнцем, перемещаясь к лету северного полушария к северу и к зиме того же полушария к югу. Очень большого внимания заслуживает резко выраженное

низкое давление в более высоких широтах южного полушария. В каждом полушарии зимою давление больше, чем летом; таким образом при переходе от лета к зиме происходит перенос воздушных масс из одного полушария в другое.

Карты изобар дают нам несколько областей высокого и низкого давлений. Эти барические области можно разбить на три группы: 1) Области годовые, которые существуют в течение всего года; к таким областям относятся: пояс слабых давлений вдоль экватора и области повышенного давления под $30-35^{\circ}$ с. и ю. ш. над всеми океанами; эти области существуют в течение всего года, только летом они несколько сдвинуты к северу, а зимою к югу. 2) Сезонные области, которые существуют только в определенное время года; к этой группе следует отнести области пониженного давления южнее Исландии и Аляски, резко выраженные зимою. Первая область летом очень сильно ослаблена, вторая—вовсе исчезает. 3) Области обратимые, в которых слабое давление летом сменяется повышенным давлением зимою и обратно; таковы, напр., области, лежащие в средних широтах над Азией, Америкой и Австралией.

Если сравнивать положение областей высокого и низкого давления с распределением температур на земной поверхности, то нетрудно видеть, что области высоких давлений совпадают с областями пониженных температур и обратно, области пониженных давлений совпадают с областями повышенных температур. Так, напр., область слабых давлений вдоль экватора, барический экватор, совпадает с поясом наибольших температур, т. е. термическим экватором. Последний, как мы видели, летом лежит севернее, зимою южнее; аналогичные смещения обнаруживаются и для барического экватора. Точно также мы видели, что южнее Исландии и Аляски существуют зимою области пониженных давлений; особенно низкое давление наблюдается в первой области. Карты изаномал температуры показывают, что эти области совпадают с областями положительных изаномал температуры, причем южнее Исландии положительная температурная аномалия особенно велика. Обратимые области давления над Азией и Америкой совпадают с областями положительных температурных аномалий летом и отрицательных аномалий зимою. Объяснения указанной связи барических областей с термическими аномалиями даны ниже в главе XIII.

Однако не все особенности в распределении давлений могут быть объяснены термическими причинами. Так, напр., области повышенных давлений, расположенные над океанами под 30° с. и ю. ш., не находятся ни в какой зависимости от каких-либо особенностей в распределении тепла. Как эти барические области, так и некоторые другие, обязаны своим происхождением не термическим, а динамическим причинам, как это увидим мы ниже.

Помощью карт изобар можно подсчитать среднее давление на земной поверхности. Если пользоваться давлениями, приведенными к уровню моря, то найдем, что среднее давление, приведенное к уровню моря:

для северного полушария	. . . 759.7 мм.
„ южного „	. . . 756.8 „
для всего земного шара	. . . 758.0 мм.

Если принять в расчет, что в среднем северное полушарие находится на 296 м. над уровнем моря, а южное на 183.5, то действительное

давление, не приведенное к уровню моря, выражается следующими числами:

для северного полушария . . .	733.3 мм.
„ южного „ . . .	740.4 „
для всего земного шара . . .	736.8 мм.

Годовые колебания давления. Если составить средние месячные значения давления, то из сопоставления их нетрудно обнаружить годовые колебания давления. Амплитуда этих колебаний оказывается наименьшей в экваториальной зоне, в средних широтах она выражена значительно резче. Характер годовых колебаний давления тесно связан с распределением давления на земной поверхности в разные времена года. Различают три основных типа годовых колебаний давления:

1) **Континентальный тип;** этот тип резко развит в средних широтах посреди больших континентов, особенно посреди азиатского материка. Максимум давления имеет здесь место зимою, минимум — летом. Примеры:

	Максимум.	Минимум.	Амплитуда.
Барнаул (53°20' с. ш., 161 м.)	756.3 мм. (январь)	739.9 мм. (июль)	16.4 мм.
Люкчун (42°42' с. ш., — 17 м. *)	781.7 „ „	752.8 „ „	28.9 „
Пекин (39°57' с. ш., 37 м.) . .	767.9 „ „	749.2 „ „	18.7 „

Значения давлений не приведены к уровню моря; если привести их к уровню моря, то амплитуда для Барнаула будет 18.0 мм. и для Пекина 19.1. В Европейской части СССР амплитуда колебаний быстро уменьшается на запад; так, для Оренбурга она равна 12.6, для Тамбова 10.4 и для Москвы 6.4 мм.

2) **Океанический тип** наблюдается в средних широтах на островах и берегах; здесь максимум давления имеет место летом, минимум — поздней осенью; нередко наблюдается еще вторичный максимум зимою и минимум весною. Примеры:

	Максимум.	Минимум.	Амплитуда.
Бермудские острова 32°23' с. ш.	{ 764.9 (июль) 764.7 (январь)	762.0 (октябрь) 762.4 (апрель)	2.9 мм. 2.3 „
Азорские острова 37°45' с. ш.	{ 766.8 (июль) 763.5 (февраль)	761.7 (ноябрь) 762.4 (апрель)	5.1 „ 1.1 „
Ситка (с.-з. Америки) 57°3' с. ш.	759.7 (июль)	751.2 (ноябрь)	8.5 „

Эти примеры показывают, что амплитуды годовых колебаний давления над океанами вообще меньше, чем над континентами, причем они уменьшаются по мере приближения к тропикам; кроме того, по мере приближения к тропикам становятся резче выраженными вторичный зимний максимум и вторичный весенний минимум: в то время, как у Бер-

*) На 17 м. ниже уровня моря.

мудских островов они выражены лишь немного слабее, чем главные крайние значения, в Ситке они вовсе незаметны.

3) Полярный и субполярный тип. В Северном Ледовитом океане наблюдается максимум в апреле или в мае (в более южных широтах) и минимум в январе или феврале; кроме того, наблюдаются еще максимум в ноябре и минимум летом; этот летний минимум нередко выражен резче, чем зимний. Примеры:

	Максимум.	Минимум.	Амплитуда.
Север Грендландии 80° с. ш.	{ 6.4 (апрель) 2.4 (ноябрь)	—3.3 (июль) —2.3 (январь)	9.7 мм. 4.7 "
Север Америки 77° с. ш. . .	{ 5.2 (апрель) 2.1 (ноябрь)	—3.5 (июль) —2.6 (январь)	8.7 " 4.7 "
Европ. Ледовит. океан 77° с. ш.	{ 3.7 (апрель) 1.4 (ноябрь)	—5.5 (февраль) —1.1 (сентябрь)	9.2 " 2.5 "

Значения давлений даны здесь в отклонениях от средних.
На горах максимум давления наблюдается летом, минимум в конце зимы. Приведем несколько примеров:

	Высота.	Максимум.	Минимум.	Амплитуда.
С. Бернар	2476 м.	568.5 (июль)	559.3 (март)	9.2
Зоннблик	3100 "	525.0 "	514.4 "	10.6
Пайкс Пик	4303 "	459.6 "	443.4 (февраль)	16.2

Амплитуда колебаний растет с высотой. Указанный годовой ход давления на горах одинаков с годовым ходом температуры в нижних слоях воздуха. Объясняется это тем, что зимою, вследствие более низкой температуры, особенно над континентами, давление падает по мере поднятия значительно быстрее, чем летом (см. таблицу на стр. 22); интересно отметить, что по тем же причинам и суточный ход давления на горах приближается к суточному ходу температуры в нижних слоях атмосферы.

Барометрический градиент давления. Карты изобар показывают, что давление распределяется на земной поверхности неравномерно. Для того, чтобы судить о степени изменения давления в данном месте, пользуются барометрическим градиентом давления. Барометрическим градиентом давления называется изменение давления на единицу расстояния, считая по направлению нормали к изобаре в сторону убывающего давления; за единицу расстояния принимают при этом длину одного градуса меридиана, равную 111.1 км.

Для того, чтобы определить барометрический градиент в какой-нибудь точке А (рис. 70), нужно провести из этой точки перпендикуляр или нормаль к изобаре АВ в сторону убывающего давления, отложить на этой нормали длину АС, равную одному градусу меридиана (111.1 км.), и затем найти разность давлений в точках А и С; так как разность давлений на участке AD равно 5 мм., то на участке АС она, очевидно, будет равняться $\frac{5}{AD}$ · АС. Пусть AD равно 145 км., АС =

111.1 км., тогда искомый барометрический градиент давления $G = \frac{5}{145} \times 111.1 = 3.8$ мм.

Градиент давления характеризуется не только величиной, но и направлением. Если, напр., градиент отклонен от меридиана на 42°

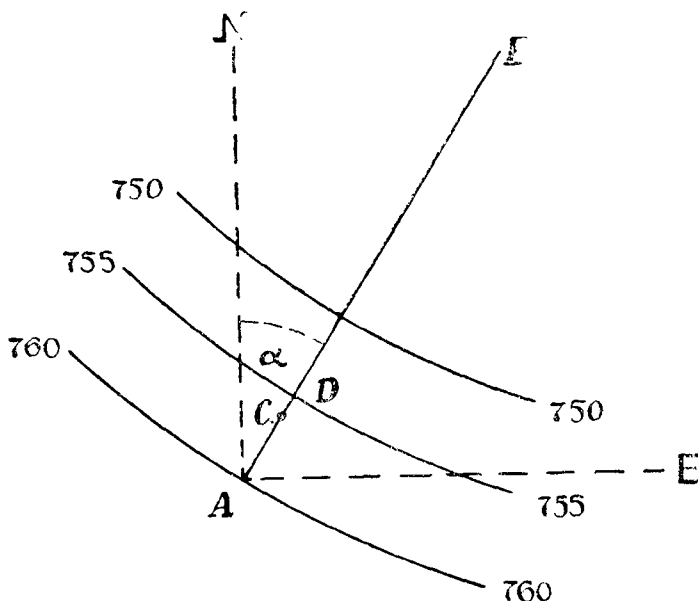


Рис. 70. Градиент давления.

к востоку, то направление градиента можно обозначить N 42° E, где N означает направление на север (Nord), E—на восток (Est); кроме того, направление на юг обозначается S (Süd) и на запад (West) через W. Таким образом полное обозначение градиента будет:

3.8 мм. (N 42° E).

Крайние значения давления. Наиболее низкие давления на уровне моря, согласно отсчетам барометра, наблюдались:

2 августа 1891 года	686.2 мм.	в Китайском море,
4 февраля 1824 „	692.0 „	в Иславии.

Наиболее высокие давления:

16 декабря 1877 года	802.0 мм.	в Томске.
23 января 1900 „	808.7 „	в Барнауле.

Таким образом можно принять, что давление у уровня моря колеблется в пределах от 686.2 до 808.7 мм., т. е. в пределах 122.5 мм.

Разложение периодических колебаний на простые гармонические колебания. Почти все метеорологические явления обнаруживают суточный и годовой ход и представляют собою таким образом периодические функции, период которых равен суткам или году. Математический анализ дает возможность каждую периодическую функцию, период которой равен T , разложить на ряд простых гармонических функций, имеющих периоды T , $\frac{1}{2}T$, $\frac{1}{3}T$ и т. д. Указанное разложение основывается на следующей формуле Бесселя:

$y = a_0 + a_1 \sin (A_1 + x) + a_2 \sin (A_1 + 2x) + a_3 \sin (A_3 + 3x) + \dots$, где y —данная периодическая функция, a_1, a_2, a_3, \dots ,—амплитуды гармо-

нических колебаний с периодами $T, \frac{1}{2}T, \frac{1}{3}T \dots$; A_1, A_2, A_3, \dots — их фазы; a_0 — среднее значение функции y , определяемое из возможно большего числа значений функции y при различных угловых значениях x , распределенных равномерно на весь период. В случае, если $T = 24$ часам, то x в течение суток принимает всевозможные значения от 0° до 360° ; так как $\frac{360^\circ}{24} = 15^\circ$, то, очевидно, x равен $0^\circ, 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ \dots$ для

полуночи, 1, 2, 3 и т. д. часов полуночи; если x изменяется в течение суток от 0° до 360° , то, как нетрудно видеть, $\sin(A_1 + x)$ изменяется за то же время в пределах от -1 до $+1$ и $a_1 \sin(A_1 + x)$ в пределах от $-a_1$ до $+a_1$; точно также находим, что $2x$ в течение 12 часов принимает все значения от 0° до 360° и $a_2 \sin(A_2 + 2x)$ за то же время изменяется в пределах от $-a_2$ до $+a_2$. Таким образом находим, что $a_1 \sin(A_1 + x), a_2 \sin(A_2 + 2x), a_3 \sin(A_3 + 3x) \dots$ представляют собою гармонические функции, периоды которых для рассматриваемого частного случая равны 24, 12, 8 и т. д. часам. В случае $T = 12$ месяцам, значения x для каждого последующего месяца изменяются не на 15° , а на 30° .

Прежде, чем вычислять постоянные нашей формулы, преобразуем ее в более удобный вид. Так как вообще $a \sin(A + x) = a \sin A \cos x + a \cos A \sin x$, то полагая $a \sin A = p$ и $a \cos A = q$, получим:

$$a \sin(A + x) = p \cos x + q \sin x,$$

$$a = \sqrt{p^2 + q^2} \quad \text{и} \quad \operatorname{tg} A = \frac{p}{q}.$$

Очевидно, наша формула принимает следующий вид:
 $y = a_0 + p_1 \cos x + q_1 \sin x + p_2 \cos 2x + q_2 \sin 2x + p_3 \cos 3x + q_3 \sin 3x \dots$
 Если мы найдем постоянные p и q , то, на основании только что приведенных соотношений, нетрудно определить и постоянные a и A .

Пусть нам известно n равностоящих значений функций y , распределенных на весь период:

$$y_0, y_1, y_2, y_3, \dots;$$

указанные значения соответствуют, очевидно, $x_0 = 0, x_1 = z, x_2 = 2z, \dots$, где $z = \frac{360^\circ}{n}$; в случае $n = 24$ (суточный период), $x_0 = 0^\circ, x_1 = 15^\circ, x_2 = 30^\circ$ и т. д.; в случае $n = 12$ (годовой период) $x_0 = 0^\circ, x_1 = 30^\circ, x_2 = 60^\circ$. Таким образом для определения наших постоянных p и q мы получаем следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} y_0 &= a_0 + p_1 & + p_2 & + \dots \\ y_1 &= a_0 + p_1 \cos z + q_1 \sin z + p_2 \cos 2z + q_2 \sin 2z + \dots \\ y_2 &= a_0 + p_1 \cos 2z + q_1 \sin 2z + p_2 \cos 4z + q_2 \sin 4z + \dots \\ &\dots \dots \dots \end{aligned}$$

Задача наша сводится к нахождению постоянных p и q так, чтобы вычисленные на основании формулы значения $y_0, y_1, y_2 \dots$ возможно ближе согласовались со значениями, полученными из наблюдений. Метод наименьших квадратов дает следующие формулы для вычисления наших постоянных:

$$\begin{aligned} a_0 &= (y_0 + y_1 + y_2 + \dots + y_{n-1}) : n \\ p_1 &= [y_0 + y_1 \cos z + y_2 \cos 2z + \dots + y_{n-1} \cos (n-1) z] : n/2, \\ q_1 &= [y_1 \sin z + y_2 \sin 2z + \dots + y_{n-1} \sin (n-1) z] : n/2, \\ p_2 &= [y_0 + y_1 \cos 2z + y_2 \cos 4z + \dots + y_{n-1} \cos 2(n-1) z] : n/2 \\ q_2 &= [y_1 \sin 2z + y_2 \sin 4z + \dots + y_{n-1} \sin 2(n-1) z] : n/2 \quad \text{и т. д.} \end{aligned}$$

Так как в большинстве случаев $z = 15^\circ$ или 30° , то при вычислении p и q нам приходится иметь дело с весьма ограниченным числом значений синусов и косинусов. Значения эти следующие:

Углы . . .	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°
Косинусы .	1.000	0.966	0.866	0.707	0.500	0.259	0.000
Синусы . .	0.000	0.259	0.500	0.707	0.866	0.966	1.000.

Приведем пример вычисления суточного хода давления в Кимберлее (южная Африка, $28^\circ 42'$ ю. ш.). Наблюдения дают следующие значения давления в Кимберлее в отклонениях от среднего:

Часы . . .	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
До полудня	0.17	0.09	-0.01	-0.08	-0.03	0.14	0.45	0.75	1.01	1.09	1.01	0.75
После полудня . .	0.24	-0.28	-0.82	-1.05	-1.20	-1.13	-0.89	-0.57	-0.18	0.04	0.19	0.22

На основании предыдущих формул находим:

$$\begin{array}{lll} p_1 = -0.026, & p_2 = +0.218, & p_3 = -0.006, \\ q_1 = +0.696, & q_2 = -0.580, & q_3 = +0.044, \\ a_1 = 0.696, & a_2 = 0.619, & a_3 = 0.044, \\ A_1 = 357^\circ 52' & A_2 = 159^\circ 24' & A_3 = 352^\circ 12'. \end{array}$$

Таким образом суточный ход давления в Кимберлее выражается следующим образом:

$$y = 0.696 \sin(357^\circ 9' + x) + 0.619 \sin(159^\circ 4' + 2x) + 0.044 \sin(352^\circ 2' + 3x).$$

Г Л А В А IX.

Водяные пары в атмосфере.

Водяные пары в атмосфере. Водяные пары образуются в атмосфере, главным образом вследствие испарения с поверхности океанов и морей, которые покрывают три четверти всей земной поверхности; вторичными источниками водяных паров являются озера, реки, смоченная дождем почва, а также в особенности растительный покров, леса и луга.

Водяные пары распространяются в атмосфере благодаря диффузии, а также благодаря воздушным течениям; при этом количество водяных паров вообще уменьшается по мере удаления от поверхности океанов и от берегов вглубь континентов, а также по мере поднятия над земной поверхностью в более высокие слои атмосферы. При достаточно низкой температуре водяные пары переходят в жидкое или твердое состояние и в виде осадков попадают снова на земную поверхность. Из сказанного ясно, что водяные пары представляют собою наиболее неустойчивую и изменчивую составную часть атмосферы.

Как всякий газ, водяные пары обладают определенной упругостью; она измеряется в мм. ртутного столба, который они могут уравновесить. С увеличением содержания водяных паров в атмосфере, упругость водяных паров постепенно возрастает и, наконец, достигает некоторого предельного значения, при котором водяные пары насыщают пространство. Упругость паров, насыщающих пространство, зависит от их температуры, причем она быстро возрастает с повышением температуры. В следующей таблице даны значения E упругости насыщающих водяных паров, выраженные в мм. ртутного столба, при различных

температурах, а также значения Q количества насыщающих паров, содержащихся в объеме, равном 1 м.³; эти количества выражены в граммах.

Температура.	E мм.	Q гр./м. ³
— 30°	0.39	0.46
— 25	0.61	0.71
— 20	0.96	1.10
— 15	1.44	1.61
— 10	2.16	2.38
— 5	3.17	3.42
0	4.58	4.85
5	6.54	6.81
10	9.21	9.42
15	12.79	12.85
20	17.54	17.32
25	23.76	22.07
30	31.93	30.40.

Для некоторых процессов, совершающихся в атмосфере, очень важно иметь в виду, что упругость водяных паров над водой и над льдом при одной и той же температуре может быть различна.

Температура.	—50°	—45°	—40°	—35°	—30°	—25°	—20°	—15°	—10°	—5°	0°
E (над водою) .	0.05	0.08	0.14	0.23	0.39	0.61	0.96	1.44	2.16	3.17	4.58
E (над льдом) .	0.03	0.05	0.10	0.17	0.29	0.48	0.79	1.26	1.97	3.03	4.58.

Таблица показывает, что при одной и той же температуре упругость насыщающих паров над водою больше, чем над льдом; особенно велика эта разность при —11.7°, а именно: над водою 1.87 мм., а над льдом 1.67.

Приведенные числа показывают, что температура налагает известный предел как на упругость паров, так и на их содержание в воздухе. Так, напр., при —30° наибольшее возможное содержание водяных паров в м.³ объема составляет 0.46 гр., при упругости в 0.39 мм., тогда как при 30° содержание паров в м.³ может достигать 30.40 гр. и упругость может равняться 31.93 мм.

Числа, данные нами в предыдущих таблицах, представляют собою упругость водяных паров, насыщающих пространство, над плоскою поверхностью воды. Теоретические соображения показывают, что упругость насыщающих паров над выпуклой поверхностью больше, а над вогнутой меньше, чем над плоской. Лорд Кельвин нашел, что упругость насыщающих паров над любой поверхностью может быть выражена формулой:

$$E' = E \pm \frac{2T \delta}{R (d - \delta)};$$

в этой формуле E означает упругость паров над плоской поверхностью, T — поверхностное натяжение воды, d — плотность воды, δ — плотность насыщающих паров и R — радиус кривизны поверхности. Знак плюс относится к поверхности выпуклой и знак минус к поверхности вогнутой.

Соли, растворенные в воде, понижают упругость насыщающих паров над водной поверхностью. Понижение упругости паров выражается следующей формулой:

$$\Delta E = \frac{E \cdot m}{m + m'},$$

где m — число молекул растворенного вещества и m' — число молекул воды.

Величины, характеризующие влажность воздуха. Для характеристики содержания водяных паров в атмосферном воздухе, пользуются следующими величинами:

1. Упругость водяных паров e , содержащихся в атмосфере; упругость эта, как мы видели, выражается в мм. ртутного столба и называется абсолютной влажностью.

2. Количество водяных паров q , выраженное в граммах, содержащееся в каждом м.³ воздуха.

Между q и e существует простое соотношение. Известно, что вес м.³ сухого воздуха при температуре 0° и нормальном давлении в 760 мм. равен 1293 гр. Тот же объем сухого воздуха при температуре t° , очевидно, весит $\frac{1293}{1 + \alpha t}$, где α — коэффициент расширения

газа, равный $\frac{1}{273}$. Отсюда нетрудно найти, что вес м.³ сухого воздуха при температуре t° и упругости e мм. должен быть равен

$\frac{1293}{1 + \alpha t} \times \frac{e}{760}$. Так как плотность водяных паров по отношению к воздуху равна 0.622, то, очевидно, вес водяных паров, содержащихся в м.³ при температуре t° и упругости e , должен быть равен $0.622 \times \frac{1293}{1 + \alpha t} \times \frac{e}{760}$. Таким образом имеем:

$$q = 0.622 \times \frac{1293}{760 (1 + \alpha t)};$$

так как $0.622 \times \frac{1293}{760} = 1.06$, то окончательно имеем:

$$q = \frac{1.06}{1 + \alpha t} \cdot e,$$

т. е. вес паров, выраженный в граммах, содержащийся в 1 м.³ воздуха, равен упругости этих паров, выраженной в мм., умноженной на

коэффициент $\frac{1.06}{1 + \alpha t}$. Этот коэффициент вообще мало отличается

от единицы и, следовательно, q в первом приближении равно e . При $t = 16.5^\circ$ указанный коэффициент в точности равен единице и, следовательно, при 16.5° $q = e$, т. е. q и e выражаются одним и тем же числом. Нетрудно видеть, что при более низких температурах наш коэффициент больше единицы и, следовательно, q больше e ; напротив, при температурах выше, чем 16.5° , q выражается числом, меньшим e . Очевидно и для насыщающих паров имеет место та же формула:

$$Q = \frac{1.06}{1 + \alpha t} \cdot E;$$

предыдущая таблица значений E и Q показывает, что действительно при низких температурах Q больше E , а при температурах выше, чем 16.5° , Q меньше, чем E .

3. Относительная влажность, т. е. отношение упругости паров, содержащихся в воздухе, к упругости насыщающих паров при данной температуре; отношение это должно быть выражено в процентах. Таким образом для относительной влажности получаем формулу:

$$r = 100 \cdot \frac{e}{E}.$$

Так как

$$q = \frac{1.06}{1 + \alpha t} e \text{ и } Q = \frac{1.06}{1 + \alpha t} E,$$

следовательно,

$$\frac{q}{Q} = \frac{e}{E}.$$

Отсюда находим:

$$r = 100 \frac{e}{E} = 100 \frac{q}{Q}.$$

Формула эта показывает, что для нахождения относительной влажности можно вместо отношения упругостей брать отношение количества паров, содержащихся в м.³ воздуха, к тому количеству паров, которое содержится в м.³ воздуха, насыщенного парами при той же температуре.

Пусть, напр., упругость паров $e = 5.03$ мм. при температуре воздуха 10° . На основании предыдущей таблицы находим, что $E = 9.14$, таким образом $r = 100 \times \frac{5.03}{9.14} = 55\%$; следовательно, упругость паров составляет 55% от упругости насыщающих паров при той же температуре.

4. Удельная влажность или вес паров, выраженный в граммах, содержащийся в 1 кгр. влажного воздуха. Возьмем м.³ влажного воздуха, упругость которого равна b и температура t . Очевидно, упругость содержащегося в нем сухого воздуха равна $b - e$; согласно предыдущему, вес сухого воздуха, содержащегося в одном м.³ влажного воздуха равен

$$\frac{1293 (b - e)}{(1 + \alpha t) 760} \text{ гр.},$$

а вес содержащихся в нем водяных паров

$$\frac{1293 e}{(1 + \alpha t) 760} \times 0.622 \text{ гр.}$$

Очевидно, общий вес одного м.³ воздуха, выраженный в кгр., равен

$$\frac{1.293 (b - 0.378 e)}{(1 + \alpha t) 760} \text{ кгр.}$$

Таким образом в $\frac{1.293}{(1 + \alpha t) 760} (b - 0.378 e)$ кгр. влажного воздуха содержится $\frac{1293 e}{(1 + \alpha t) 760} \times 0.622$ гр. водяных паров; следовательно, в 1 кгр. влажного воздуха содержится число граммов p , равное частному от деления последнего числа на предыдущее, или

$$p = 622 \cdot \frac{e}{b - 0.378 e} \text{ гр.}$$

Полученное выражение p дает нам удельную влажность.

5. Влажный дефицит или недостаток насыщения, т. е. разность между упругостью насыщающих паров при данной температуре и действительной упругостью; следовательно, для влажного дефицита имеем:

$$D = E - e.$$

Заметим, что, когда речь идет об испарении с поверхности какого-нибудь тела, то, как увидим ниже, скорость испарения прямо пропорциональна влажному дефициту; но при этом под влажным дефицитом подразумевают разность между упругостью насыщающих паров при температуре испаряющей поверхности (а не при температуре воздуха) и упругостью паров, действительно содержащихся в воздухе. Вследствие этого, для физиологических целей рекомендуется брать упругость насыщающих паров при температуре тела животного или растения; пусть температура изучаемого тела t и упругость насыщающих паров при этой температуре E_t ; тогда $E_t - e$ дает нам физиологический недостаток насыщения; точно также $r = 100 \cdot e/E_t$ дает физиологическую относительную влажность.

6. Гигрометрическое богатство, т. е. отношение веса q паров, содержащихся в m^3 воздуха, к весу L сухого воздуха в том же объеме. Согласно предыдущему:

$$q = \frac{1293}{1 + \alpha t} \cdot \frac{e}{760} \cdot 0.622 \text{ гр.},$$

$$L = \frac{1293}{1 + \alpha t} \cdot \frac{b - e}{760} \text{ гр.}$$

Таким образом имеем:

$$f = \frac{q}{L} = 0.622 \frac{e}{b - e}.$$

7. Точка росы, т. е. температура T , при которой пары, находящиеся в воздухе, достигают насыщения.

Среди указанных элементов, характеризующих влажное состояние воздуха, наиболее употребительны в метеорологии: 1, 2, 3 и 5-ый.

Так как плотность паров меньше плотности воздуха, то, очевидно, при одинаковом давлении и температуре влажный воздух легче сухого. Для суждения о влиянии водяных паров на вес воздуха приведем следующую таблицу веса 1 m^3 сухого и влажного насыщенного парами воздуха при давлении 760 мм.:

Температура	— 20°	— 10°	0°	10°	20°	30°
Вес сухого воздуха	1395 гр.	1342	1293	1247	1205	1165
Вес насыщенного парами воздуха	1395 „	1341	1290	1241	1194	1147
Разность	0	1	3	6	11	18

Получаемые при этом разности малы; значительно большие изменения в весе происходят вследствие изменения температуры: нетрудно видеть, что изменение температуры на 1° дает изменение веса одного m^3 воздуха на 4—5 гр.; таким образом добавление к сухому воздуху при

20° водяных паров до его насыщения дает такое же уменьшение веса одного м.³ воздуха, как повышение температуры на 3°; при 0° повышение температуры всего лишь на 1° дает большее уменьшение веса воздуха, чем насыщение его водяными парами.

Методы измерения влажности воздуха. Для измерения влажности воздуха применяются различные гигрометры и психрометры. Рассмотрим вкратце устройство этих приборов.

1. Абсолютные гигрометры позволяют определить или вес паров, содержащихся в единице объема воздуха, или упругость водяных паров. Для непосредственного определения веса водяных паров служат весовые абсолютные гигрометры. Такой весовой гигрометр обычно состоит из ряда V-образных стеклянных трубок, наполненных каким-либо веществом, поглощающим водяные пары; в качестве такого вещества можно брать хлористый кальций или кусочки пемзы, смоченные крепкой серной кислотой. Перед наблюдением трубки взвешиваются: затем через них протягивают определенный объем воздуха, который, проходя через трубки, отдает им свою влагу; после того производят второе взвешивание. Пусть вес трубок при первом взвешивании был p_1 гр, при втором — p_2 гр. и пусть всего протянуто

n м.³ воздуха, тогда, очевидно, $q = \frac{p_2 - p_1}{n}$ дает нам непосредственно

количество водяных паров, содержащихся в м.³ воздуха. Этот способ очень кропотлив, требует большой затраты времени и точного взвешивания; это ясно, напр., из простого примера: 1 литр влажного, насыщенного парами воздуха при 10° содержит всего лишь 9 mgr. водяных паров; если же влажность его составляет 50%, то всего лишь 4½ mgr.

Абсолютный гигрометр Эдельмана, дающий непосредственно упругость водяных паров, основан на том, что в резервуар с испытуемым воздухом вводят небольшое количество крепкой серной кислоты, которая поглощает все водяные пары и, вследствие этого, уменьшает упругость воздуха, измеряемую манометром, на величину e мм.; это уменьшение и дает нам упругость водяных паров.

2. Конденсационные гигрометры основаны на определении температуры появления росы. Если постепенно понижать температуру некоторой массы влажного воздуха, то пары, сохраняя свою упругость, постепенно приближаются к состоянию насыщения; наконец, при некоторой температуре пары достигают насыщения. Это и будет температура росы. Рассмотрим подробнее устройство гигрометра Ламбрехта (рис. 71): он состоит из цилиндрической камеры, передняя поверхность которой тщательно отполирована; внутрь наливается серный эфир и вставляется термометр для измерения температуры эфира. Помощью двух трубок, входящих в камеру, продувают воздух через эфир; при этом эфир быстро испаряется и температура камеры и прилежащего к ней воздуха пони-

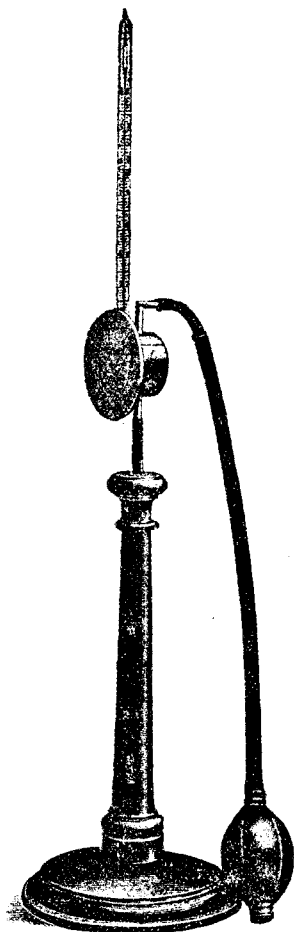


Рис. 71. Гигрометр Ламбрехта.

жается. Наконец, при достаточном охлаждении, водяные пары достигают насыщения и покрывают переднюю стенку налетом росы; в этот момент необходимо отсчитать показание термометра; после того охлаждение прекращают и отсчитывают температуру в момент исчезновения росы: средняя температура дает искомую температуру росы. Для того, чтобы возможно лучше заметить моменты появления и исчезновения росы, рядом с передней отполированной поверхностью камеры укреплен отделенная от нее узким промежутком также отполированная поверхность; эта поверхность не соприкасается с эфиром, не охлаждается и на ней, следовательно, не появляется росы.

После того, как найдена температура росы, по таблицам находим упругость насыщающего пара при этой температуре; это и будет искомая упругость водяных паров или абсолютная влажность. Одновременно отсчитывают температуру наружного воздуха и по таблицам находят упругость насыщающих паров при температуре воздуха. Зная действительную упругость паров и упругость насыщающих паров, находим также относительную влажность. На том же принципе основано устройство гигрометров Крова и Аллюара.

Все описанные выше гигрометры применяются, главным образом, для лабораторных измерений влажности и, благодаря довольно сложным манипуляциям, непригодны для обычных наблюдений на метеорологических станциях; для этих наблюдений обычно пользуются психрометрами Августа и Ассмана, а также волосным гигрометром.

3. Психрометр Августа состоит из двух термометров; один из них, обыкновенный, дает температуру воздуха; у другого термометра шарик покрыт плотно прилегающим к нему батистом, свободный конец которого погружен в стаканчик с водою; батист непрерывно смачивается и смачивает при этом шарик термометра; этот термометр показывает более низкую температуру, так как с поверхности шарика происходит испарение, на которое затрачивается тем большее количество тепла, чем суше воздух и чем быстрее идет испарение. Зная температуру сухого и смоченного термометров, нетрудно найти как абсолютную, так и относительную влажность. Оба термометра помещаются рядом в английской будке.

Рассмотрим теорию психрометра. Пусть отсчеты сухого и смоченного термометров соответственно равны t и t_1 , причем t_1 меньше, чем t . Как увидим ниже, количество воды, испаряющейся в единицу времени с единицы поверхности, прямо пропорционально влажному дефициту и обратно пропорционально давлению; поэтому количество воды, испаряющейся со смоченной поверхности шарика термометра в единицу времени, может быть выражено формулой:

$$q = k \frac{E - e}{H} S,$$

где k —некоторая постоянная, $E - e$ —влажный дефицит, H —атмосферное давление и S —поверхность шарика; при этом необходимо иметь в виду, что E , входящее в выражение для влажного дефицита, представляет собою упругость насыщающих паров при температуре t_1 , т. е. при температуре испаряющей поверхности. Пусть скрытая теплота испарения (т. е. количество тепла, потребное для испарения одного грамма воды) равна r , тогда нетрудно видеть, что расход тепла на испарение с поверхности шарика в единицу времени выразится формулой:

$$Q_1 = k \frac{E - e}{H} S r.$$

С другой стороны, температура смоченного термометра t_1 ниже температуры t окружающего воздуха; вследствие этого шарик смоченного термометра получает непрерывно тепло от окружающего воздуха. В первом приближении приток тепла к шарiku прямо пропорционален разности температур $t - t_1$ и прямо пропорционален поверхности шарика. Поэтому приток тепла к шарiku в единицу времени выражается формулой:

$$Q_2 = a (t - t_1) S,$$

где a — некоторый постоянный коэффициент.

Отсчет термометров производится после того, как установится стационарное состояние, при котором приток тепла равен расходу; поэтому:

$$k \frac{E - e}{H} S r = a (t - t_1) S.$$

Отсюда имеем:

$$E - e = \frac{a}{kr} (t - t_1) H$$

или, если обозначить постоянную $\frac{a}{kr}$ через A , то:

$$e = E - AH (t - t_1);$$

это — простейшая психометрическая формула. Постоянная $A = \frac{a}{kr}$ может быть определена помощью одновременных наблюдений по психрометру Августа и по какому-нибудь конденсационному гигрометру. Подобного рода наблюдения показали, что A зависит от степени вентиляции воздуха вокруг термометра; чем больше движение воздуха около шарика, тем испарение сильнее, тем k больше и, следовательно, A — меньше. Действительно, еще Реньо нашел, что для спокойного комнатного воздуха $A = 0.00128$, а для свободного наружного, хорошо проветриваемого воздуха $A = 0.0008$. Таким образом A зависит в значительной мере от скорости ветра, протекающего мимо шарика. В практике метеорологических наблюдений для вычисления влажности пользуются психометрическими таблицами, которые составлены на основании психометрической формулы.

На стр. 126 было дано краткое описание психрометра Ассмана; он дает точные значения не только для температуры, но и для влажности воздуха; благодаря вентилятору, скорость воздуха, протекающего мимо шарика смоченного термометра, остается здесь постоянной, но она отлична от скорости естественной вентиляции в психометрической английской будке, в которой установлен психрометр Августа. Поэтому для психрометра Ассмана при определении влажности применяются особые таблицы.

При температурах ниже 0° показания психрометра становятся мало надежными.

4) Волосной гигрометр. Очень простым прибором, применяемым на метеорологических станциях для определения относительной влажности, является волосной гигрометр. Этот гигрометр основан на том, что выщелоченный человеческий волос является гигроскопичным и удлиняется по мере увеличения относительной влажности.

Тщательно выщелоченный и таким образом обезжиренный волос закрепляется одним концом неподвижно, другой же конец перекиды-

вается через блок и прикрепляется к нему (рис. 72); к тому же блоку прикреплен на шелковинке грузик, стремящийся своим весом повернуть блок так, чтобы натянуть волос. К оси блока прикреплена стрелка, которая движется перед дугой, разделенной на 100 частей. При увеличении влажности волос удлиняется, грузик опускается и стрелка своим концом уходит вправо; при уменьшении влажности стрелка перемещается обратно. Этот прибор дает относительные значения и должен быть сравнимым время от времени с психрометром Августа.

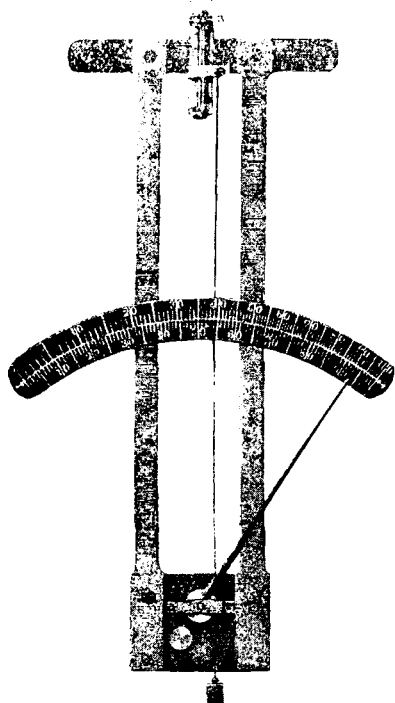


Рис. 72. Волосной гигрометр.

5. Гигрограф Ришара. Для непрерывной записи относительной влажности применяется гигрограф системы Ришара, состоящий из пучка выщелоченных волос (рис. 73); этот пучок натянут между двумя вилками; середина пучка зацеплена за особый крючок, соединенный с системой изогнутых рычагов; движения крючка, в связи с изменением влажности и длины пучка, передаются через систему рычагов перу, отмечающему эти перемещения на вращающемся барабане с лентой.

Изменение количества водяных паров в атмосфере с высотой. Наблюдения показывают, что упругость водяных паров убывает в атмосфере с высотой быстрее, чем это имело бы место, если бы водяные пары принадлежали к постоянным газам атмосферы. Происходит это вследствие того, что содержание водяных паров в атмосфере постоянно изменяется и при

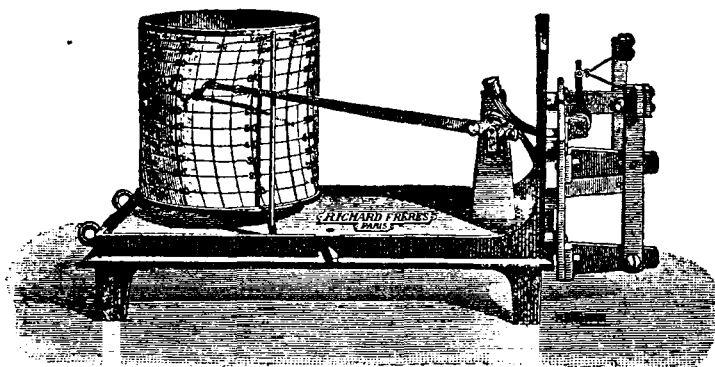


Рис. 73. Гигрограф Ришара.

том настолько быстро, что они не могут придти путем диффузии к некоторому стационарному состоянию, как это имеет место для постоянных газов атмосферы. Кроме того, температура с высотой в атмосфере вообще убывает, а температура воздуха ограничивает содержание паров в атмосфере определенным пределом, который тем ниже, чем ниже

температура. Так, в экваториальной области на высоте около 5000 м. температура воздуха равна 0°; согласно теории, упругость водяных паров должна быть здесь еще 14.5 мм. (если принять, что у земной поверхности она равна 21 мм.); однако, при 0° упругость водяных паров не может быть больше 4.6 мм.

В свободной атмосфере падение упругости паров с высотой происходит несколько быстрее, чем в горных странах; в самом деле, свободная атмосфера получает запасы водяных паров только от земной поверхности, тогда как в горных странах выдающиеся вверх горные массивы могут частично обогащать атмосферу водяными парами. По Зюрингу, упругость водяных паров в атмосфере выражается следующими числами:

Упругость паров на разных высотах (в ‰ начальной упругости).

Высота в км. .	0.0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5	6	7	8
Своб. атм. .	100‰	83	68	51	41	34	26	20	17	14	11	5.4	2.8	1.3
Горн. страны .	100‰	83	70	58	48	40	34	28	23	19	16	—	—	—

Таким образом на высоте 3 км. в свободной атмосфере упругость паров составляет $\frac{1}{4}$ начальной упругости, тогда как в горных местах она составляет еще $\frac{1}{3}$. На высоте 5 км. в свободной атмосфере упругость паров составляет $\frac{1}{10}$, в горных же местах почти $\frac{1}{6}$ начальной упругости. В более высоких слоях содержание паров в атмосфере очень малое.

Для горных стран Ханн дает следующую эмпирическую формулу убывания упругости водяных паров с высотой h (h выражено в м.):

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6300}},$$

где e_0 — упругость водяных паров у уровня моря, а e_h — на высоте h м.

Для свободной атмосферы Зюрингом была предложена следующая формула:

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6} \left(1 + \frac{h}{20}\right)},$$

где h выражено в км. Хергезелль, на основании новейших наблюдений в свободной атмосфере, дает формулу:

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{8} \left(1 + \frac{h}{6}\right)}.$$

Конечно, формулы эти приближенные и характеризуют лишь среднее гигрометрическое состояние атмосферы.

Зная упругость водяных паров e_0 у поверхности земли, можно до некоторой степени судить о содержании водяных паров во всей толще атмосферы. Так, Ханн показал, что количество водяных паров, содержащееся в столбе атмосферы, имеющем поперечное сечение в 1 м.², может быть выражено формулой:

$$Q = 2.3 e_0 \text{ кгр./м}^2.$$

Точно также Гемфрис получил для безоблачных дней:

$$Q = 2.0 e_0 \text{ кгр./м}^2.$$

Фовль, на основании спектрофотометрических наблюдений полос поглощения, производимых водяными парами в спектре солнечной радиации, получил для Q среднее между этими значениями.

Что касается относительной влажности, то она изменяется в атмосфере крайне неправильно; в тех ярусах атмосферы, в которых чаще всего происходит конденсация водяных паров, относительная влажность дает увеличенные значения. В среднем для Германии относительная влажность распределяется с высотой следующим образом:

Распределение относительной влажности по высоте.

Высота в км.	0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	5.0
Отн. влажность	77%	71	70	62	57	58	55	49	53	54.

Однако, числа эти далеко не точны, так как получены они из небольшого числа наблюдений и, кроме того, относительная влажность подвержена значительным колебаниям, в зависимости от состояния погоды.

Распределение водяных паров у земной поверхности. Содержание водяных паров в атмосфере тесным образом связано с температурой воздуха. За исключением внутренних областей обширных пустынь, испарение не только с водной поверхности, но и с поверхности суши, влажной и покрытой растительностью, почти вполне достаточно для надления нижних слоев атмосферы надлежащим количеством водяных паров. В виду этого, линии одинаковой упругости водяных паров в своем ходе очень тесно связаны с ходом изотерм воздуха; исключение представляют лишь внутренние части континентов и пустыни. Таким образом содержание водяных паров в атмосфере вообще убывает в направлении от экватора к полюсам.

Напротив, относительная влажность сильно зависит от характера земной поверхности. Так, над океанами она почти повсюду, от экватора до полюсов, приблизительно постоянна и составляет в среднем 80%; только в области пассатов она понижается в среднем до 75% (в отдельных местах даже до 50%). От берегов вглубь континентов относительная влажность уменьшается. Исключение представляют континенты холодного пояса. Дело в том, что здесь зимою температура воздуха сильно понижается; вследствие этого даже самые ничтожные количества водяных паров достаточны для того, чтобы относительная влажность была близка к 100%; поэтому зимою в полярных странах относительная влажность может вглубь континента даже увеличиваться.

Вообще для распределения абсолютной и относительной влажности имеет место следующее правило: с повышением температуры абсолютная влажность растет, а относительная — понижается. По Аррениусу абсолютная и относительная влажность распределяется на земной поверхности по поясам следующим образом в среднем за год:

Распределение абсолютной и относительной влажности по поясам.

Широты (северн.).	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60°	60°—70°
Отн. влажность в %/о	79	75	71	70	74	78	82
Содержание паров в гр./м. ³	18.9	17.2	13.8	9.7	7.0	4.9	3.1
Широты (южные).	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60°	60°—70°
Отн. влажность в %/о	81	79	77	79	81	(81)	—
Содержание паров в гр./м. ³	18.7	16.4	13.2	9.3	7.0	(4.5)	—

Как видно из этой таблицы, между экватором и 10° ю. ш. относительная влажность имеет наибольшее значение, а именно 81% , отсюда в обе стороны относительная влажность уменьшается и достигает минимума в северном полушарии для $30^\circ\text{--}40^\circ$ (70%) и в южном полушарии для $20^\circ\text{--}30^\circ$ (77%). далее к полюсам относительная влажность снова возрастает, достигая для $60^\circ\text{--}70^\circ$ с. ш. 82% и для $50^\circ\text{--}60^\circ$ ю. ш. 81% . Что же касается содержания водяных паров, то оно тесно связано с температурой: максимум в 18.9 гр./м.³ имеет место под 10° с. ш. т. е. гигрометрический экватор совпадает с термическим экватором; в обе стороны отсюда содержание паров непрерывно уменьшается.

Что касается наибольших значений абсолютной влажности на земной поверхности, то они наблюдаются в тропических странах над океанами; здесь имеет место высокая температура воздуха и вследствие этого сильное испарение с поверхности вод. В тропической части Индийского океана на небольших островах средняя годовая абсолютная влажность достигает $25\text{--}26$ мм. В то же время в полярных местах (в Антарктике под $78^\circ38'$ ю. ш. и $163^\circ37'$ з. д.) среднее годовое значение абсолютной влажности составляет всего лишь около 0.9 мм., причем средняя августовская влажность падает до 0.1 мм.

Крайние значения абсолютной влажности, наблюдавшиеся в определенных дни, колеблются от 31.9 мм. (Джидда в Аравии) до величин, меньших 0.1 мм. в полярных странах.

Наибольшая относительная влажность имеет место в тропических морях и у их берегов; даже и в среднем годовом она оказывается здесь весьма значительной. Так, Пара у устья Амазонки имеет среднюю годовую относительную влажность в 90% ; в Дебундже (Камерун. Африка), в одном из самых дождливых мест земного шара, средние месячные значения относительной влажности колеблются в пределах $88\text{--}93\%$. Еще более значительные средние годовые величины наблюдаются на вершинах гор, часто заволакиваемых облаками; напр., на вершине горы Бен-Невис (1343 м.) в Шотландии средняя годовая влажность достигает 94% .

Наименьшие значения относительной влажности наблюдаются в пустынях внутри континентов; здесь средние годовые значения падают ниже 30% . Так, напр., Хартум на Ниле ($15^\circ38'$ с. ш.) дает в среднем годовом 28% (апрель 13% , август 49%); Бербер на Ниле (18° с. ш.) дает 29% ; посреди пустынь, где нет оазисов и воды, средние годовые значения относительной влажности во всяком случае меньше 30% . В отдельные дни относительная влажность понижается здесь значительно ниже 10% ; но наши гигрометры дают при такой малой влажности ненадежные показания.

Суточные колебания абсолютной влажности. В суточном ходе абсолютной влажности различают два типа:

1) Над водным пространством, где благодаря испарению обеспечен непрерывный приток влаги в атмосферу, суточный ход абсолютной влажности параллелен ходу температуры: в утренние часы влажность наименьшая, с возрастанием температуры она увеличивается и достигает максимума в послеполуденные часы. Подобный же ход абсолютной влажности наблюдается и над континентами в зимнее время года, когда суточные колебания температуры незначительны и нагревание почвы ничтожно.

2) Над континентами суточный ход вообще иной: ранним утром, около времени температурного минимума, наблюдается минимум абсолютной влажности; затем абсолютная влажность быстро растет;

в 8—9 час. утра она достигает максимума, после чего снова падает и в 3—4 часа дня достигает второго минимума (в сухих жарких странах этот минимум нередко оказывается главным); к вечеру абсолютная влажность снова растет, в 8—10 час. вечера достигает второго максимума, а затем падает. Таким образом получается двойной суточный ход. Этот тип суточных колебаний имеет место над континентами преимущественно летом; зимою он почти нигде не наблюдается. Такой двойной суточный ход абсолютной влажности объясняется следующим образом: с восходом солнца температура повышается, испарение с поверхности почвы возрастает и абсолютная влажность повышается. Однако, около полудня значительно усиливаются восходящие и нисходящие воздушные течения, происходит перемешивание верхних более сухих слоев с нижними более влажными и массами; в результате в нижних слоях атмосферы абсолютная влажность понижается и дает минимум около 3—4 часов дня, т. е. ко времени наибольшего развития вертикальных токов. К вечеру вертикальные течения постепенно затихают, приток же водяных паров из почвы благодаря испарению продолжается и абсолютная влажность постепенно возрастает, достигая в 8—10 час. вечера второго максимума. Ночью, вследствие охлаждения, значительная часть паров осаждается в виде росы, инея, тумана, и абсолютная влажность понижается. Как указано было выше, в жарких сухих странах нередко послеполуденный минимум является главным: при этом, вследствие недостатка паров, вечерний максимум и ночной минимум часто вовсе исчезают и в результате может получиться простой суточный ход с максимумом в 8—9 часов утра и с минимумом около 3—4 час. пополудни, обратный ходу температуры.

Кроме вертикальной конвекции, перемешивание воздуха в вертикальном направлении может осуществляться вследствие турбулентного состояния атмосферы: как увидим ниже, горизонтальные воздушные течения происходят путем однородного перемещения горизонтальных слоев воздуха только при очень малых скоростях; при более значительных скоростях в воздухе появляется множество мелких вихрей, распределенных весьма беспорядочно; эти вихри движутся в самых различных направлениях, переносятся из нижних слоев в более высокие и обратно. Таким образом беспорядочные мелкие вихревые образования в свою очередь осуществляют вертикальный обмен воздушных масс. Указанное состояние атмосферы называется турбулентным. В дневные часы скорость ветра, особенно над континентами в теплое время года, значительно увеличивается, соответственно увеличивается турбулентность воздуха и вертикальный обмен; к вечеру турбулентное состояние ослабляется, ослабляется и вертикальный обмен воздушных масс. Таким образом послеполуденный минимум абсолютной влажности может быть обусловлен не только вертикальной тепловой конвекцией, но и вообще турбулентным состоянием атмосферы.

Приведем несколько примеров для иллюстрации рассмотренных выше суточных колебаний влажности.

Для тропической части Великого океана (10° с. ш.—10° ю. ш.) летом максимум в 19.31 мм. наступает в полдень, минимум 18.33 мм. в 4 часа ночи; амплитуда составляет 0.98 мм.; суточный ход здесь простой, параллельный ходу температуры. Такой же приблизительно ход имеет место зимою для Нукуса (азиатская пустыня): максимум 3.73 мм. в 4 часа дня, минимум 2.93 мм. в 6 часов утра, амплитуда 0.80 мм. В то же время для Нукуса летом получается двойной суточный ход: 1-ый минимум 9.10 мм. в 4 часа утра, 1-ый максимум (главный) 9.70 мм. в 6 час. утра, 2-ой минимум (главный) 7.67 мм.

в 2 часа дня и 2-ой максимум 9.60 мм. в 8 часов вечера; амплитуда 2.03 мм. Для Каира летом получается простой суточный ход, почти противоположный ходу температуры: минимум 12.3 мм. в 3 ч. дня и максимум 16.2 мм. в 9 ч. утра; амплитуда 3.9 мм. Зимой же в Каире, благодаря довольно значительным суточным колебаниям температуры, получается двойной суточный ход: 1-ый минимум 7.0 мм. в 6 час. утра. 1-ый максимум 7.5 мм. в 9—12 час. дня, 2-ой минимум 7.3 мм. в 3 час. дня и второй максимум 7.8 мм. в 6 ч. вечера; амплитуда 0.8 мм.

До сих пор мы рассматривали места с океаническим или резко континентальным климатом. Что касается мест с умеренно - континентальным климатом, то здесь летом имеет место двойной, а зимой простой суточный ход.

Это видно из рисунка 74, дающего суточный ход абсолютной влажности для Парижа в январе (верхняя кривая) и в июле (нижняя кривая).

Наблюдения на вершине Эйфелевой башни (302 м.) показали, что здесь зимой абсолютная влажность в течение суток почти не изменяется; летом же имеет место простой суточный ход с максимумом в 9 час. утра, как и внизу (9.0 мм.), и минимумом в 4—5 ч. дня (8.4 мм.); ночной минимум и вечерний максимум, имеющие место внизу, здесь не наблюдаются. Эти наблюдения показывают нам, что вечернее повышение влажности, наблюдающееся после прекращения вертикальных течений, ограничивается самыми нижними слоями; здесь вследствие испарения, постепенно скопляются водяные пары, но они не имеют достаточно времени, чтобы путем диффузии распространиться в более высокие слои; утренний минимум, происходящий вследствие оседания на почве росы и инея, также ограничивается самыми нижними слоями и не доходит до 300 м., тем более, что в ночное время температура обычно повышается с высотой.

На горах абсолютная влажность обнаруживает простой суточный ход, сходный с суточным ходом температуры, с минимумом ранним утром и максимумом в послеполуденные часы. Подобные суточные колебания являются следствием смены восходящих и нисходящих воздушных течений: восходящие течения, возникающие при повышении температуры и нагревании склонов, приносят водяные пары вверх и повышают абсолютную влажность; ночью и ранним утром нисходящие течения приносят сюда сухой воздух и понижают абсолютную влажность. Таким образом на всех горах для всех климатов суточный ход

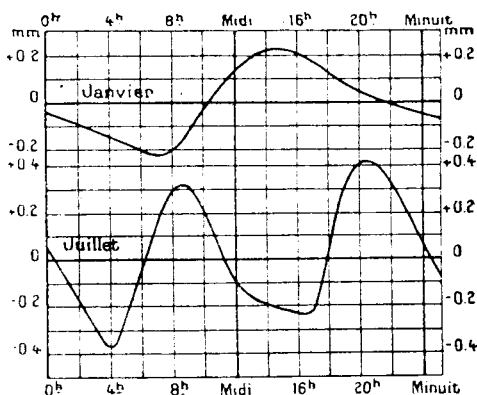


Рис. 74. Суточный ход абсолютной влажности (Париж).

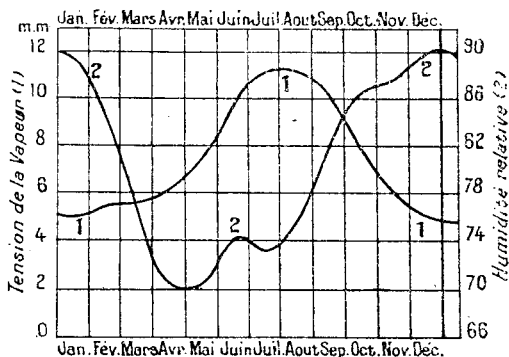


Рис. 75. Годовой ход влажности (Париж).

оказывается одинаковым с суточным ходом температуры. Так, напр., для вершины Зоннблика (3106 м.) летом суточный ход дает максимум 4.43 мм. в 4 час. дня и минимум 3.67 мм. в 6 час. утра; амплитуда равна 0.76 мм.

Годовой ход абсолютной влажности. Абсолютная влажность в своем годовом ходе следует в значительной мере за годовыми колебаниями температуры. В самом деле, при медленном повышении температуры, каковое имеет место при годовом ходе, испарение и наделение воздуха водяными парами может точнее следовать за повышением температуры, нежели при быстром повышении ее в суточном ходе. Вследствие этого, за немногими исключениями, минимум абсолютной влажности имеет место в наиболее холодные месяцы, максимум в наиболее теплые или несколько позже. Рис. 75 (кривая 1) дает понятие о годовом ходе абсолютной влажности для Парижа.

Приведем несколько примеров годового хода абсолютной влажности.

Годовой ход абсолютной влажности.

	Максимум.	Минимум.	Амплитуда.
Морской климат:			
Батавия (6° ю. ш.)	21.5 мм. (апр.)	16.2 мм. (авг.)	5.3 мм.
Париж (48.8° с. ш.)	10.9 " (авг.)	4.7 " (январ.)	6.2 "
Новая Земля (72.4° с. ш.)	5.5 " (июль)	1.7 " "	3.8 "
Континентальный климат:			
Султан Бенд (37.0° с. ш.)	8.3 мм. (июнь)	3.4 мм. (январ.)	4.9 мм.
Астрахань (46.3° с. ш.)	13.9 " (июль)	2.5 " "	11.4 "
Москва (55.8° с. ш.)	11.7 " "	2.0 " "	9.7 "
Березов (63.9° с. ш.)	10.1 " "	0.7 " "	9.4 "

Как увидим ниже, имеется целый ряд стран, где летом дуют влажные ветры с моря, а зимою сухие с суши; такие периодические ветры называются муссонами. В местах с муссонным климатом годовые колебания абсолютной влажности очень велики.

Примеры:

	Максимум.	Минимум.	Амплитуда.
Калькутта (22.6° с. ш.)	24.7 мм. (июль)	11.1 мм. (январ.)	13.6 мм.
Пекин (39.9° с. ш.) . .	18.2 " "	2.0 " "	16.2 "

Суточный ход относительной влажности. Как известно, относительная влажность выражается формулой: $r = 100 \cdot \frac{e}{E}$, где e — действительная упругость паров, E — упругость насыщающих паров при данной температуре; с повышением температуры увеличивается приток водяных паров в атмосферу и увеличивается поэтому e ; в то же время упругость насыщающих паров E , как мы видели выше, очень быстро растет с температурой; при этом рост E происходит значительно быстрее и приток паров с поверхности почвы почти всегда недостаточен для поддержания данной относительной влажности; в виду этого, относительная влажность почти всегда уменьшается при повышении температуры. Указанное соотношение между изменениями температуры и относительной влажности имеет место при быстрых повышениях температуры, обнаруживающихся в суточном ходе; в меньшей

мере замечается оно для более медленных изменений температуры в течение года. Как увидим ниже, в некоторых местах повышение температуры как в годовом, так и в суточном ходе может сопровождаться развитием морских ветров, приносящим значительные массы водяных паров; в этих местах относительная влажность может повышаться с температурой и максимум ее может совпадать с максимумом температуры.

Нетрудно видеть, что суточные и годовые колебания относительной влажности должны быть тем больше, чем больше соответствующие колебания температуры.

Таким образом, очевидно, относительная влажность должна обнаруживать суточный ход, противоположный ходу температуры; действительно, относительная влажность дает обычно ранним утром максимум и в послеполуденные часы минимум. Рассмотрим для примера суточный ход относительной влажности в Париже для парка Сан-Мор (2 м.) и на вершине Эйфелевой башни (302 м.):

	З и м а.			Л е т о.		
	Максимум.	Минимум.	Ампл.	Максимум.	Минимум.	Ампл.
	В п р о ц е н т а х.					
Парк Сан-Мор . . .	91 (7—8 ч. у.)	73 (2—3 ч. д.)	18	92 (4 ч. у.)	54 (2 ч. д.)	38
Эйфелева башня . .	83 „	75 (3—4 ч. д.)	8	78 (4—5 ч. у.)	54 (3—4 ч. д.)	24

Приведенная табличка показывает, что летом амплитуда колебаний больше, чем зимою, и что с высотой амплитуда колебаний уменьшается; то же самое, как мы видели, имеет место и для амплитуды суточных колебаний температуры. Рис. 76 дает нам суточный ход относительной влажности для Парижа в январе и июле.

Для Нукуса с резко континентальным климатом получается следующий суточный ход:

	Максимум.	
Зима	94% (6—7 ч. у.)	
Лето	69 „ (4—5 ч. у.)	
	Минимум.	Амплитуда.
Зима	69% (2—3 ч. д.)	25%
Лето	24 „ (2 ч. д.)	45 „

Амплитуда здесь несколько больше, чем в Париже.

На островах и берегах суточный ход относительной влажности приблизительно такой же, как и на континентах, но амплитуда колебаний, особенно в более высоких широтах, мала; так, напр., для Дублина зимою она равна 7%, летом 20%; точно также для Ситки (с.-з. берег Америки) в декабре амплитуда 3%, в мае 18%.

На горах максимум относительной влажности наступает главным образом вечером и ночью, минимум до полудня или в полдень; причиной малой относительной влажности в утренние часы являются

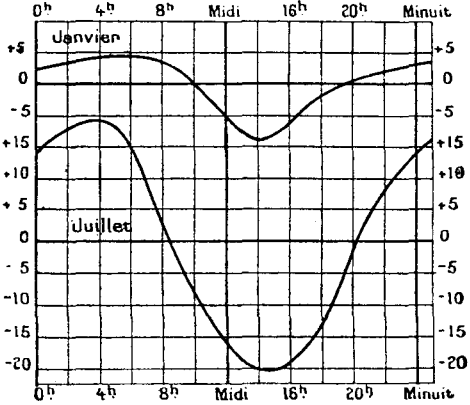


Рис. 76. Суточный ход относительной влажности (Париж).

нисходящие течения, при которых на каждые 100 м. опускания температура повышается на 1°; при этом e — остается неизменной, E — значительно возрастает и таким образом $r = 100 \frac{e}{E}$ уменьшается. Так, на Альпах на высоте 2900 м. максимум имеет место в 6 час. вечера 82.4%, минимум в 10 ч. утра 74%, амплитуда 8.4%.

В ясные дни суточный ход относительной влажности выражен резче, чем в пасмурные дни. На берегах морей большое влияние на суточные колебания относительной влажности оказывает смена морских и береговых ветров. Рис. 77 воспроизводит записи термографа

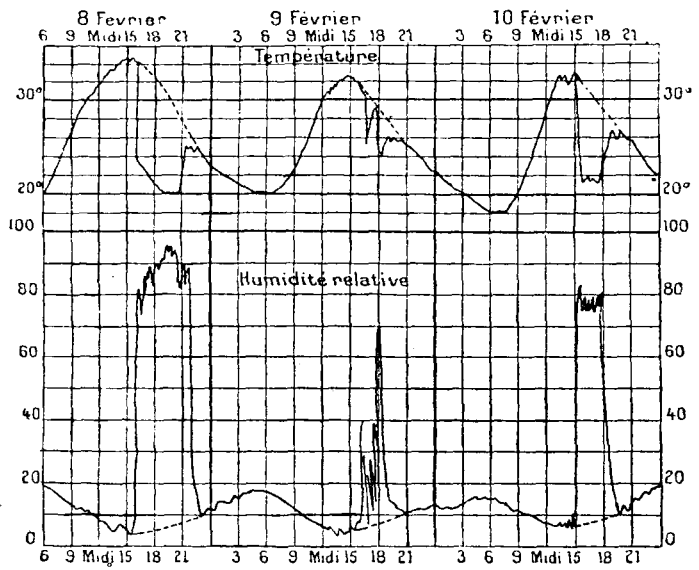


Рис. 77. Влияние на относительную влажность морских ветров.

и гигрографа у берегов Сенегамбии: пунктирные кривые изображают нормальный ход температуры и влажности в случае, если бы не было морского ветра. Но с наступлением его температура резко понижается на 10°—15° и относительная влажность, согласно записи гигрографа, повышается от 5% до 90%; как только морской ветер прекращается, температура снова повышается и относительная влажность падает.

Годовой ход относительной влажности. Годовой ход относительной влажности вообще обратен ходу температуры; зимою в наиболее холодные месяцы наблюдается максимум относительной влажности, летом или даже весною — минимум. Внутри континентов амплитуда годовых колебаний велика. Приведем несколько примеров:

Годовой ход относительной влажности.

	Максимум.	Минимум.	Амплитуда.
Астрахань (46.3° с. ш.)	87% (дек.)	57% (июнь)	30%
Нукус (42.5° с. ш.)	83 „ (январ.)	46 „ (май-июнь)	37 „
Сулайм Бент (37 0° с. ш.)	73 „	24 „ (июль)	49 „
Центр. Австралия (24° ю. ш.)	59 „ (июнь)	32 „ (окт.-нояб.)	37 „

В средней Европе наименьшая влажность наблюдается обычно уже весною при быстро повышающейся температуре и сравнительно

частых восточных и северных сухих ветрах; летом при более частых западных ветрах и дождях относительная влажность снова повышается; напр., для Парижа максимум имеет место в декабре (88%), минимум в апреле (64%); к июлю влажность повышается до 74% (рис. 75, кривая 2).

На островах и у морских берегов годовые колебания относительной влажности вообще малые; так, для Либавы имеем: максимум 84% (ноябрь—январь), минимум 74% (июнь), амплитуда 10%; у берегов Англии годовая амплитуда составляет 8—10% и у берегов Норвегии (6—10%). На берегу Ледовитого океана нередко максимум относительной влажности наблюдается летом (одновременно и максимум облачности). Так, для Сагастыря в устьи Лены имеем: зимою 85%, летом 91%.

В области муссонов, где в летнее время дуют ветры с моря, а в холодное время—ветры с суши, относительная влажность имеет годовой ход, противоположный обычному; так, напр., во Владивостоке максимум влажности 89% в июле, минимум 68% в ноябре.

На склонах гор, в высоких горных долинах и на вершинах гор умеренных широт годовой ход относительной влажности следует за ходом температуры, а именно: зимою здесь наблюдается минимум относительной влажности, весной и летом—максимум. Объясняется такой ход, повидимому, сменой восходящих и нисходящих течений. Во время наиболее интенсивных восходящих течений, имеющих место в летнее время, наблюдается наибольшая относительная влажность; зимою, когда преобладают нисходящие течения, относительная влажность оказывается наименьшей. Так, на вершине Зонблика на высоте 3106 м. получается следующее распределение относительной влажности по временам года: зима—71%, весна—83%, лето—86%, осень—82%.

Таким образом на вершинах гор годовой ход относительной влажности оказывается противоположным по сравнению с ходом ее внизу.

Влияние растительного покрова на влажность воздуха. Благодаря испарению влаги, растительный покров в значительной мере увеличивает запасы ее в ближайших к нему слоях воздуха и повышает его абсолютную влажность; кроме того, растительный покров может затруднять обмен влажного воздуха с окружающей средой. Наконец, как мы видели выше, растительный покров оказывает заметное влияние на распределение температуры в прилежащих слоях воздуха; эти изменения температуры в свою очередь могут сопровождаться значительными изменениями относительной влажности.

Таким образом в нижних слоях воздуха абсолютная влажность в присутствии растительного покрова должна увеличиваться. Согласно наблюдениям австрийских лесных станций, имеем следующие разности для абсолютной влажности в лесу и поле на различных высотах летом в тихие дни:

Высота над почвою	5 м.	11 м.	15.5 м.
Разность: лес—поле.	1.85 мм.	1.91 мм.	1.95 мм.

Заметим, что верхушки крон приходились на высоте 15.5 м. и здесь разность влажностей была наибольшей. Те же наблюдения показали, что при ветреной погоде массы воздуха, проходя через лесной массив, увлекают водяные пары и увеличивают абсолютную и относительную влажность воздуха не только на опушке леса, но даже и в поле, расположенном на некотором расстоянии от опушки леса; при этом абсолютная влажность может увеличиваться на 1—2 мм., а относительная влажность более, чем на 20%. Проходя над лесом, массы воздуха

увеличивают свою влажность, особенно в утренние и вечерние часы, на 10—20%.

Весьма интересные результаты относительно распределения абсолютной влажности в присутствии древесной растительности дают наблюдения Л. Ф. Рудовица летом 1906 года в Боровом лесничестве Самарской губернии. В дневные часы по большей части максимум абсолютной влажности наблюдается среди растительности, над поверхностью покрова она меньше и быстро убывает с высотой, что видно из следующей таблицы, дающей три отдельных примера распределения абсолютной влажности в присутствии сосны в ясную погоду:

	18/V	21/V	2/VII
	12 ч. д.	10 ч. д.	10 ч. д.
75 см. над почвой (40 см. над хвоей) . . .	5.9 мм.	7.5 мм.	9.3 мм.
40 " " " (5 " " ") . . .	6.6 "	8.3 "	10.9 "
10 " " " . . .	7.4 "	9.4 "	10.9 "

В вечерние часы, в ясную сухую погоду, если при этом не выпадает росы, абсолютная влажность так же, как и в дневные часы, оказывается наибольшей внутри растительности. Если же воздух близок к насыщению и начинает выделяться роса, то указанное распределение абсолютной влажности изменяется; вследствие обильного выделения росы на растительном покрове, абсолютная влажность здесь сильно уменьшается и становится наименьшей, как это и видно из следующих примеров вечером 1 августа:

	До росы 9 ч. в.	После появления росы 1 ч. н.
60 см. над почв. (25 см. над хвоей) . . .	7.0 мм.	6.8 мм.
40 " " " (5 " " ") . . .	7.2 "	6.3 "
10 " " " . . .	7.9 "	6.9 "

Аналогичные результаты получаются и в присутствии лиственных пород.

Наблюдения над распределением абсолютной влажности, поставленные в питомнике парка Лесного Института, показали, что для густых насаждений из дубков и елок наибольшая влажность имеет место внутри крон и непосредственно над кронами; далее вверх она понижается. Особенно велика абсолютная влажность внутри крон в час дня. В среднем в ясные дни разность абсолютной влажности внутри крон и влажности внутри будки на высоте 2 м. на открытой площадке составляла: в июне 3.02 мм., в июле 2.92 мм. и в августе 3.00 мм. В отдельные дни эти разности достигали 6 мм. и более. В 9 часов вечера указанные разности были значительно меньше и нередко даже меняли знак; так, в среднем для июня разность равнялась +0.68 мм., в июле—0.58 мм. и в августе—0.23 мм. Таким образом в вечерние часы абсолютная влажность у поверхности древесного покрова была вообще меньше, чем на открытой поляне на высоте 2 м.; такое понижение влажности является следствием значительного охлаждения поверхности растительного покрова (температура здесь в вечерние и ночные часы была наименьшей), а также обильного выделения росы.

Полевые культурные растения также повышают абсолютную влажность. Так, напр., наблюдения на опытном поле в Княжем Дворе Новгородской губернии в июле 1921 года дали следующие разности значений абсолютной влажности на высоте 10 см. внутри растительности и над паром в час дня: 7.8 мм. для клевера, 4.8 мм. для овса и 4.1 мм. для пшеницы. Приблизительно такие же разности получились в час дня для абсолютной влажности внутри растительности и

для влажности на открытой площадке на высоте 2 м., а именно: для ржи 5.8 мм., для пшеницы 5.6 мм. и для клевера даже 8.2 мм. Числа эти показывают, насколько велико влияние растительного покрова в ясные дни на абсолютную влажность.

Не менее велико влияние растительности и на относительную влажность. Так, напр., одновременные наблюдения на лесных и соседних полевых станциях, поставленные в Пруссии, Швейцарии и СССР, дали следующие разности относительных влажностей в лесу и в поле.

Разности относительной влажности (лес—поле):

	Швейцария.			Пруссия.			СССР (Бузул. бор).
	Ель.	Листвен- ница.	Бук.	Сосна.	Ель	Бук.	Сосна.
Весна	9.6 ⁰ / ₀	2.8 ⁰ / ₀	2.3 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀
Лето	11.0	7.8	8.5	8	5	8	1
Осень	10.8	5.4	4.2	5	5	5	1
Зима	8.4	0.3	—0.7	2	1	1	—1
Год	10.0	4.1	3.6	5	4	4	1

В среднем за год относительная влажность в лесу больше, чем в поле; наименьшее различие дает сухой сосновый бор в континентальном климате у нас в СССР; наибольшее—еловые леса в Швейцарии. Наименьшие разности приходятся на зиму, наибольшие—на лето; особенно резко сказывается влияние времени года на породах с опадающей листвой (бук и лиственница) и менее всего на еловых насаждениях.

Наблюдения на австрийских опытных станциях дали следующие разности относительной влажности в буковом лесу и в поле на разных высотах в тихие летние дни (лес—поле):

Высота над почвою	5 м.	11 м.	15.5 м.
Разность { днем	13.5 ⁰ / ₀	12.9 ⁰ / ₀	4.4 ⁰ / ₀
{ ночью	9.3 „	10.8 „	10.9 „

Верхушки крон находились на высоте 15.5 м.; здесь днем имеет место максимальная температура, ночью—минимальная; вследствие этого избыток относительной влажности днем здесь наименьший, ночью—наибольший. Такой значительный избыток относительной влажности в лесу по сравнению с полем объясняется тем, что, с одной стороны, содержание паров в лесном воздухе больше, с другой стороны—температура воздуха в лесу ниже, чем в поле.

Наблюдения Л. Ф. Рудовица в Боровом лесничестве показали, что в присутствии растительности, во время инсоляции, наибольшая относительная влажность получается среди растительности вблизи почвы; над растительным покровом она меньше и далее вверх большею частью убывает. Для иллюстрации приведем примеры из его наблюдений в присутствии сосны и ивы:

1) в присутствии сосны:

	17/VI 8 ч. у.	18/VI 11 ч. д.
75 см. над почвой (40 см. над хвоею)	67 ⁰ / ₀	31 ⁰ / ₀
40 „ „ „ (5 „ „ „)	79 „	33 „
10 „ „ „	93 „	42 „

2) в присутствии ивы:

	4/VI 8 ч. 30 м. у.	4. VI 9 ч. 30 м. у.
115 см. над почвой (50 см. над листвою)	46 ⁰ / ₀	39 ⁰ / ₀
75 " " " (10 " " ")	54 "	43 "
8 " " "	59 "	56 "

Наблюдения в парке Лесного Института, поставленные летом 1922 года в молодых еловых и дубовых насаждениях питомника, дают возможность судить об избытке относительной влажности внутри крон этих насаждений по сравнению с относительной влажностью на открытой поляне на высоте 2 м. Этот избыток в среднем за три срока наблюдения в ясные дни выражается следующими числами: июль $+20\%$, август $+15\%$; те же разности в час дня составляют для июля $+22.5\%$ и августа $+17.1\%$. В среднем за все ясные дни лета 1921 года избыток относительной влажности внутри крон составляет: в 7 ч. у. 14% , в 1 ч. дня 19% и в 9 час. в. 11% .

В отдельные дни избыток относительной влажности может достигать 40% и более. Это видно из следующих примеров:

	Внутри крон.	Над кронами.	Выше крон.	На 2 м. высоты.	Разность внутри крон — 2 м.
4/VI 1 ч. д.	95 ⁰ / ₀	65 ⁰ / ₀	53 ⁰ / ₀	53 ⁰ / ₀	42 ⁰ / ₀
22/VI "	80 "	47 "	46 "	40 "	40 "
14/VI "	86 "	51 "	49 "	47 "	39 "

К подобным же результатам приводят и наблюдения над полевой растительностью в Князем Дворе Новгородской губернии; избыток относительной влажности внутри растительности на высоте 10 см. над почвою по сравнению с открытой площадью на высоте 2 м. в среднем за все три срока в ясные дни составляет для пшеницы 28% , ржи 24% , ячменя 22% , клевера 20% и овса 14% ; в среднем для всех этих растений избыток составляет 23% , причем в 7 ч. у. он равен 22% , в час дня 26% и в 9 ч. в. 20% . В отдельные дни в час дня избыток относительной влажности достигал 40% для пшеницы и 36% для клевера.

Наблюдения эти показывают, какое значительное влияние оказывает на относительную влажность растительность; в среднем повышение относительной влажности внутри растительности в летнее время более 10% , в ясные дни до 20% , а в отдельные дни до 40% .

Испарение. Вследствие испарения с обширных водных поверхностей, а также и с поверхности суши, особенно покрытой растительностью и лесом, атмосфера получает значительные запасы водяных паров не только в нижних, но благодаря диффузии и в более высоких слоях атмосферы. Испарение может происходить также с поверхности снега и льда. Скорость испарения обычно растет с температурой воздуха, а также со скоростью ветра. Влияние температуры на увеличение скорости испарения сказывается следующим образом: при повышении температуры, содержащиеся в воздухе пары удаляются от состояния насыщения, воздух становится суше и вследствие этого испарение усиливается. Ветер удаляет испарившуюся воду с поверхности вод, влажной почвы и растительного покрова и таким образом способствует дальнейшему испарению.

Дальтон установил, что количество воды, испаряющейся в единицу времени с единицы поверхности, может быть выражено следующей формулой:

$$Q = A \frac{E - e}{H},$$

причем E означает упругость насыщающих паров при температуре испаряющей поверхности, e — действительную упругость паров в воздухе, H — атмосферное давление и A — некоторую постоянную. Таким образом, по закону Дальтона, количество испаряющейся жидкости или скорость испарения прямо пропорционально влажному дефициту ($E - e$) и обратно пропорционально атмосферному давлению H .

Однако формула эта не учитывает влияния скорости ветра. Теоретические расчеты показывают, что скорость испарения приблизительно прямо пропорциональна корню квадратному из скорости ветра. Целый ряд исследователей дает формулы для испарения, учитывающие скорость ветра. Так, Вейлеман и Штеллинг, независимо друг от друга, дали для скорости испарения следующую формулу:

$$Q = B (E - e) + C (E - e) v,$$

где B и C постоянные, а v — скорость ветра.

На метеорологических станциях испарение измеряется в небольших сосудах. Наблюдения обнаружили, что скорость испарения зависит от диаметра и формы сосуда, от расстояния испаряющей поверхности от внешних краев сосуда, от присутствия в воде растворенных солей и проч. Теория показывает, что величина полного испарения со всей поверхности хотя и растет по мере увеличения площади сосуда, но не прямо пропорционально ей; так, для круглого сосуда при тихой погоде количество воды, испаряющейся со всей площади, растет пропорционально корню квадратному из площади сосуда, а при наличии ветра пропорционально корню четвертой степени из куба площади. Поэтому, если площадь круглого сосуда увеличить в два раза, то полное испарение с нее увеличится не в два раза, а в 1.4 раза при тихой погоде и в 1.7 раза при ветреной. Количество же воды, испаряющейся с единицы поверхности большего, будет составлять 70% испарения с единицы поверхности вдвое меньшего сосуда при тихой погоде и 85% при ветреной погоде.

Методы измерения испарения. Для измерения испарения служат приборы, называемые испарителями или эвапорометрами.

Наиболее простой испаритель Вильда (рис. 78) представляет

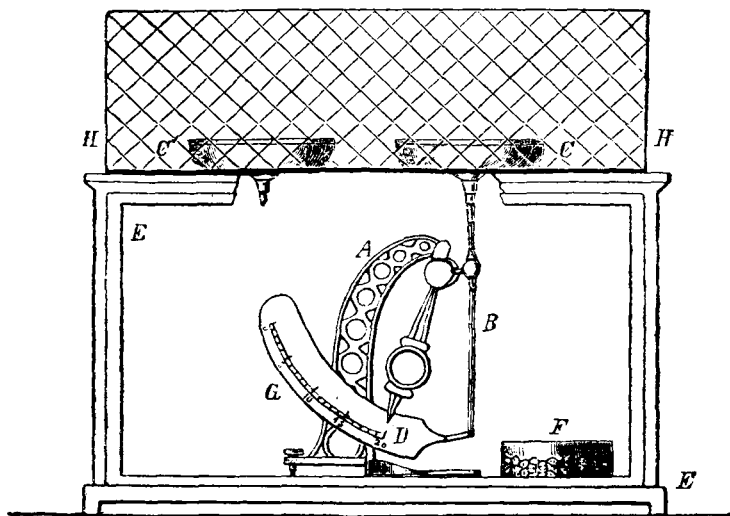


Рис. 78. Испаритель Вильда.

собою неравноплечие весы с коромыслом в виде ломанного рычага; на коротком плече покоится горизонтальная чашка с водою, уравниваемая другим плечом, снабженным грузом. Второе плечо заканчивается стрелкой, движущейся перед шкалою. Когда чашка наполнена водою, стрелка стоит на нуле шкалы. При испарении воды, чашка становится легче, поднимается вверх, а стрелка опускается и по отсчету показания шкалы определяется какой слой воды испарился.

Испаритель Лермантова-Любославского (рис. 79) состоит из двух резервуаров А и В, соединенных трубкою, которая

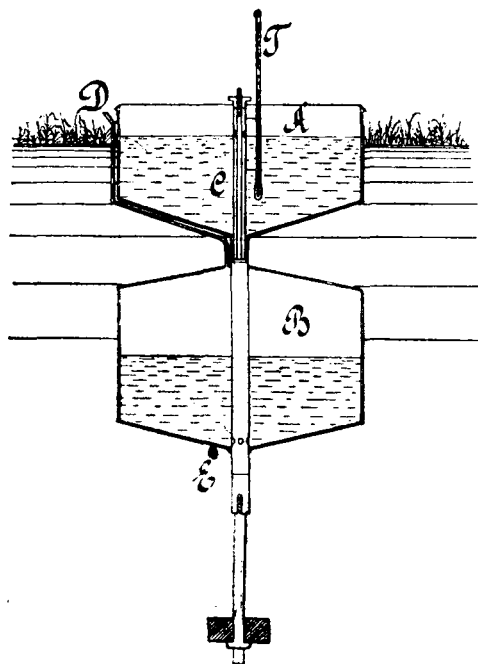


Рис. 79. Испаритель Лермантова-Любославского.

может быть закрыта пробкою С. При установке испарителя открывают пробку и наливают воду, которая переходит в нижний резервуар, причем воздух из этого резервуара вытесняется через узкую боковую трубочку D. Воды наливается столько, чтобы уровень ее был наравне с верхним краем соединительной трубки. Затем при помощи небольшого насоса нагнетают через боковую трубку D воздух в нижний резервуар; при этом вода вытесняется воздухом из нижнего в верхний резервуар. Закрыв пробку, оставляют воду испаряться из верхнего резервуара. При последующем наблюдении снова спускают воду в нижний резервуар и мензуркой приливают такое количество воды, чтобы уровень ее оказался как раз у верхнего края соединительной трубки; прилитое из мензурки количество воды, очевидно, равно количеству испарившейся воды.

Для измерения испарения с поверхности почвы пользуются и спарителем Рыкачева; он представляет собою прямоугольный цинковый ящик, в который вставляется кусок дерна вместе с почвою; почва верхней своей поверхностью находится на одной высоте с краем ящика. После наполнения почвой ящик взвешивается на десятичных весах и затем вставляется в плотно прилегающий к нему цинковый ящик-футляр, зарытый в землю до верхнего края. Поверхность дерна в испарителе должна при этом находиться на одном уровне с окружающей прибор почвою. Количество испарившейся воды определяется помощью вторичного взвешивания.

Атмометр Пиша состоит из стеклянной трубки, наполненной водою; сверху трубка запаена, а снизу закрыта кружком из непроклеенного картона; кружок поддерживается и прижимается к трубке особою пружиною; вода пропитывает кружок и испаряется с его поверхности; вместо нее внутрь трубки через небольшое отверстие в кружке проникает воздух. Количество испарившейся воды находят по понижению уровня воды в трубке.

Иногда применяются самопишущие испарители разной конструкции.

Заметим, что величину испарения обычно выражают в мм. испарившегося слоя воды; в этом случае, очевидно, количество испарившейся воды нет надобности приводить к единице испаряющейся поверхности. В дальнейшем всюду величина испарения дается в указанных единицах.

Результаты измерений. Одной из главных задач в вопросе об испарении является исследование испарения с свободной водной поверхности (озеро, пруд). Для таких исследований испаритель должен быть установлен так, чтобы он мог плавать на поверхности воды и при том по возможности дальше от берега. Температура воды в испарителе должна быть равна температуре водной поверхности; расстояние уровня воды от краев сосуда должно быть возможно меньше и при том постоянное. Но даже и при таких условиях мы получаем величину испарения только с определенного пруда или озера. Какой-нибудь другой, больший или меньший водоем дает уже другое значение испарения, благодаря тому, что на испарение весьма большое влияние оказывают разные местные условия, особенно местные воздушные течения. Таким образом вопрос о величине испарения в определенном месте земной поверхности является очень сложной и трудно разрешимой задачей.

Интересные наблюдения над испарением с свободной водной поверхности были поставлены в Калифорнии на Сальтонском озере Биджелу. Наблюдения эти показали, что скорость испарения, рассчитанная на единицу поверхности испарителя, уменьшается в значительной мере с увеличением площади испарителя.

В Пруссии на Гримницком озере в течение 4 лет производились измерения над испарением помощью трех испарителей: открытый круглый сосуд площадью в 2000 см.², установленный посреди озера, такой же испаритель, установленный на суше на расстоянии 20 м. от берега на высоте 2 м. над почвою, и испаритель Вильда с испаряющей поверхностью в 200 см.², установленный рядом со вторым в будке.

Количество испарившейся воды, выраженное в мм., оказалось за отдельные месяцы следующее:

	Апрель.	Июль.	Октябрь.	Апрель—октябрь.
Испаритель на озере . .	63.3 мм.	164.8 мм.	57.4 мм.	795 мм.
„ на берегу . .	122.4 „	197.2 „	56.2 „	963 „
„ Вильда . .	66.8 „	88.3 „	32.4 „	495 „

Отсюда нетрудно видеть, что показания испарителя Вильда, установленного в будке, вдвое меньше, чем показания большого испарителя, установленного на берегу. Последний дает вообще большие значения, чем такой же испаритель, установленный посреди озера, и лишь осенью он дает несколько меньшие значения; причина последнего, повидимому, более высокая температура воды в озере осенью.

Весьма наглядное представление о том, как влияют размеры испарителей на величину испарения, дают наблюдения О. Ю. Адеркас в Лесном в 1920—1922 гг. На открытой площадке в совершенно одинаковых условиях были установлены три испарителя: основной — типа Лермантова-Любославского, площадью в 1000 см.², малый (площадь 250 см.²) и большой (5000 см.²). Для сравнения количеств воды, испаряющейся из различных испарителей, взято процентное отношение средних месячных сумм каждого испарителя за весь период наблюдений к соответствующим месячным суммам основного испарителя. Результаты даны в следующей табличке:

	Май.	Июнь.	Июль.	Авг.	Сент.
Малый (250 см. ²) . . .	109 ⁰ / ₀	112 ⁰ / ₀	123 ⁰ / ₀	114 ⁰ / ₀	108 ⁰ / ₀
Большой (5000 см. ²) . .	73 „	81 „	76 „	76 „	92 „

Как и следовало ожидать, испарение уменьшается с увеличением размеров испаряющей поверхности, но изменение это оказывается неодинаковым в различные месяцы. Наибольшие различия получились в июле; здесь, очевидно, сказывается влияние нагревания стенок испарителя и это влияние должно сказаться особенно резко в испарителе малых размеров и при том в наиболее теплый месяц.

Наблюдения О. Ю. Адеркас позволяют также судить о том, как влияют на величину испарения различные способы установок; следующая таблица, составленная подобно предыдущей, дает относительные показания различно установленных испарителей с одинаковой испаряющей поверхностью в 1000 см.²:

	Май.	Июнь.	Июль.	Авг.	Сент.
С сеткой	86%	86%	84%	84%	86%
С защитой . . .	100	95	94	90	95
В будке	63	59	57	67	106.

В течение всех месяцев довольно редкая сетка, покрывающая испаритель, уменьшает величину испарения от 14 до 16%; защита, в виде ободка, повышающая борт испарителя на 10 см., также вызывает понижение испарения, но не в такой мере; что касается испарителя в будке, то во все месяцы, кроме сентября, он испаряет меньше основного в среднем на 38%; повышение испарения в будке в сентябре, вероятно, вызвано более низкой температурой основного испарителя, вкопанного в почву, по сравнению с испарителем в будке, находившемся на высоте 2 м. над почвою.

Остановимся, наконец, на наблюдениях проф. Г. А. Любославского в Лесном в 1896 году: они дают следующие месячные суммы испарения при различных условиях установки:

	Испарение в естественных условиях.			Испаритель Вильда в будке.
	Пруд.	Трава.	Песок.	
Май	79.2 мм.	89.5 мм.	90.9 мм.	51.8 мм.
Июнь	126.3 "	108.1 "	95.1 "	57.8 "
Июль	138.5 "	78.3 "	80.2 "	58.1 "
Август	70.5 "	26.7 "	38.7 "	26.5 "
Сентябрь	30.3 "	7.3 "	16.2 "	15.1 "
Май—сентябрь	444.8 "	309.9 "	321.1 "	209.3, "

На пруде, где воздух не застаивается и имеется свободный доступ для ветра, испарение значительно больше, чем для испарителя в будке, а именно, в 2.1 раза. Испарение с поверхности травы раннею весною, пока растительный покров еще недостаточно развился, также велико; к лету, когда растительный покров достигает полной мощности и защищает испаритель от действия ветра, испарение сильно падает.

Приведенные примеры показывают, насколько ненадежны абсолютные значения величины испарения, получаемые помощью различной системы испарителей, установленных при этом в различных условиях. Большею частью мы измеряем испарение с водной поверхности, совершенно не учитывая испарение с поверхности почвы. Для последних измерений наиболее подходящим оказывается испаритель Рыкачева.

Однако и он страдает существенными недостатками: испаряющий слой почвы изолирован стенками испарителя от окружающей почвы; в то время, как почва в естественных условиях отдает в дождливую погоду часть влаги более глубоким слоям и заимствует от них влагу в сухое время, почва испарителя оказывается по большей части в дождливую погоду слишком влажной и в сухую погоду слишком сухой. При таких условиях показания испарителя Рыкачева дают величины испарения, сильно отличающиеся от испарения в естественных условиях.

Приводимые ниже количества испарения следует рассматривать не как абсолютные, а лишь как относительные, дающие возможность судить о том, как изменяется испаряемость в различных местах с различными климатическими условиями; но при этом необходимо пользоваться показаниями испарителей одной и той же системы, установленных по возможности одинаково. В СССР имеется целый ряд таких измерений, поставленных с испарителями Вильда, установленными в хорошо вентилируемых будках. Как указано выше, эти наблюдения дают нам лишь относительные, а отнюдь не действительные значения испарения; при этом надо иметь в виду, что и в этом случае трудно создать совершенно одинаковые условия: условия вентиляции могут быть различными; температура, которую принимает вода, может быть отлична от температуры воздуха и проч. Для нашего Союза наблюдения помощью испарителя Вильда, помещенного в будке, дают следующие годовые суммы испарившейся воды, выраженные в мм. водяного слоя для различных мест:

Годовые суммы испарения в мм. для СССР.

Ленинград.	Москва.	Одесса.	Луганск.	Акмолинск.	Нукус.	Туркестан.	Султан-Бенд.
59°56' с. ш.	55°5'	46°29'	48°35'	51°12'	42°27'	43°18'	37°0'
320 мм.	417	584	741	926	1798	2035	2764.

Числа эти показывают, что годовые суммы испарения колеблются у нас в очень широких пределах: в то время, как для Султан-Бенда в пустыне испарение достигает 2764 мм. и для Туркестана и Нукуса на границе пустыни 2035 и 1798 мм., в Акмолинске на краю степи оно составляет 926 мм., а для Ленинграда годовое количество испаряющейся воды понижается до 320 мм.

Приведем для сравнения величины годового испарения в Западной Европе: в Англии в Кройдоне имеем 420 мм., в Лондоне 380 мм., в средней части Северной Германии 450 мм.

Особенно велико испарение в Африке; здесь мы имеем следующие годовые суммы:

Нижв. Егип. т.	Верхн. Египет.	Северн. Судан.	Голуб. и Белый Нил.	Южн. Африка.
1330 мм.	2830	4020	3310	2470.

Внутри Австралии годовая сумма испарения достигает 2580 мм.; в южной Индии в Тревандруме (8°31' с. ш.) для морской воды 1032 мм. в тени и 2524 мм. на солнце. Для тропического океана имеем 2160 мм.

Необходимо при этом иметь в виду, что морская вода испаряется медленнее, чем пресная вода. Так, наблюдения Мазелли над испарением морской воды (3.7% соли) и пресной, поставленные в Триесте, показали, что в условиях его установки (испарители в будках) испарение морской воды составляло от 75% до 89% испарения пресной

воды; при этом температура воздуха изменялась от 1° до 30°. Иные результаты дают наблюдения Окада в естественных условиях в Японии: испарители были установлены открыто, содержание соли в морской воде было 2.66‰; испарение морской воды составляло от 99‰ до 95‰ испарения пресной воды, при изменении температуры воздуха от 5° до 27.5°.

Ниже приведена таблица, дающая нам среднюю годовую сумму испарения на земной поверхности через каждые 10° широты; испарение выражено здесь в см. водяного слоя.

Годовая сумма испарения в см. по широтам.

Широты . 0°—10° 10°—20° 20°—30° 30°—40° 40°—50° 50°—60° 60°—70° 70°—80° 80°—90°

Северное полушарие:

Море .	100	120	115	96	70	40	12	(9)	(5)
Суша .	115	79	50	38	33	36	(12)	(9)	(5)
Среднее .	103	109	91	71	51	38	(12)	(9)	(5)

Южное полушарие:

Море . .	114	120	112	89	58	23	(9)	(5)	(0)
Суша .	122	90	41	51	(50) *	(20)	(10)	(5)	(5)
Среднее .	116	113	96	85	58	23	(9)	(7)	(5)

Из таблицы мы видим, что испарение растет в направлении от полюсов к экватору, причем над океанами максимум испарения имеет место несколько севернее и южнее экватора, отсюда к экватору испарение несколько понижается; над континентами же оно обнаруживает максимум для 0°—10° ю. ш. В субтропических и средних широтах преобладает испарение над морского поверхностью, в экваториальной части и в полярных странах испарение над сушей и морем почти одинаково.

Суточные и годовые колебания испарения. Суточные и годовые колебания испарения приблизительно совпадают с ходом температуры. Как известно, с повышением температуры относительная влажность понижается, вместе с тем влажный дефицит увеличивается и, следовательно, увеличивается скорость испарения. Суточный ход в значительной мере зависит также и от суточного хода скорости ветра; как увидим ниже, скорость ветра достигает максимума в 1—2 ч. д. и минимума в ночные часы; такие колебания ветра в свою очередь должны увеличивать скорость испарения в послеполуденные часы и уменьшать ее в ночные часы. Поэтому в тех местах, где резко выражен суточный ход ветра, наблюдаются значительные колебания испарения. Так, напр., для Каира:

Суточный ход испарения (Каир).

	Максимум.	Минимум.	Среднее.
Ноябрь—январь	4.76 $\frac{\text{мм.}}{\text{час.}}$ (2 ч. д.)	0.65 $\frac{\text{мм.}}{\text{час.}}$ (6 ч. у.)	2.31 $\frac{\text{мм.}}{\text{час.}}$
Май—июль	13.87 " "	0.91 " (4 ч. в.)	6.96 "

На годовой ход испарения, как и на суточный, главное влияние оказывает влажный дефицит. Вследствие этого, в большинстве слу-

* В скобках даны приближенные числа.

чаев максимум испарения имеет место в июне и июле (иногда даже в мае) и минимум в январе. Весною, вследствие большой сухости воздуха, испарение вообще больше, чем осенью. Годовые колебания велики, особенно посреди континентов. Приведем примеры наибольших и наименьших месячных сумм испарения для нескольких мест СССР.

Годовой ход испарения для СССР.

Ленинград	Москва	Одесса	Нукус
Максимум . 63 мм. (май и июнь)	80 мм. (июнь)	109 мм. (июнь)	293 мм. (июль)
Минимум . 4 „ (дек. и янв.)	4 „ (дек. и янв.)	8 „ (янв.)	7 „ (янв.)

В Пекине, вследствие большого количества дождей летом, максимум испарения наблюдается в мае (170 мм.), минимум в январе (28 мм.). Для Белого Нила, имеющего летний дождливый период, максимум в марте (406 мм.), минимум в августе (155 мм.).

Все приведенные выше числа относятся к испарению с водной поверхности испарителя. Они не дают нам действительного испарения или действительного поступления водяных паров в атмосферу, а лишь возможное испарение или испаряемость. На море или больших водоемах, конечно, существует параллелизм между обоими величинами. Иначе обстоит дело внутри сухих материков. Если долгое время не было дождя и высохли водоемы и реки, то действительное испарение очень слабо, водяные пары приносятся ветрами или диффузией; однако в такое засушливое время, когда влажный дефицит очень велик, испарение с водной поверхности происходит весьма энергично; возможное испарение или испаряемость очень велико.

Что касается действительного испарения, то надо иметь еще в виду испарение растений; вообще растения испаряют много воды; процесс испарения растений чисто физиологический, он продолжается даже и в воздухе, насыщенном водяными парами; испарение растений должно усиливаться по мере увеличения влажного дефицита. Большая часть суши покрыта растениями, листовая испаряющая поверхность во много раз больше поверхности почвы; в виду этого весьма важно было бы учесть испарение растениями. Таких определений имеется достаточное число, но они недостаточно точны, так как растения, над которыми производят измерения, помещают в деревянных или металлических ящиках; условия, в которых они испаряют, нередко очень далеки от естественных условий. Кроме того, все такие измерения ограничиваются низкорослыми растениями и не применимы к лесу; леса, занимающие огромные площади на нашей территории, несомненно испаряют значительное количество влаги.

Влияние леса на испарение. Нетрудно видеть, что в лесу под кронами деревьев испарение с поверхности почвы или с водной поверхности должно быть меньше, чем в поле; в самом деле, в лесу относительная влажность значительно больше, чем в поле, и влажный дефицит меньше; в то же время скорость ветра и вообще обмен воздуха меньше, чем в поле; все это должно оказывать влияние в смысле уменьшения испарения в лесу. В этом отношении интересны многолетние одновременные наблюдения в лесу и в поле в Пруссии; в обоих случаях испарители были помещены под крышею. Для соснового и букового леса Шуберт дает следующие суммы испарения

в поле и в лесу (третья строка дает % испарения в лесу по сравнению с полем):

Испарение в поле и в лесу (Пруссия).

	Зима.	Весна.	Лето.	Осень.	Год.
С о с н а.					
Поле	27.9 мм.	117.9 мм.	170.5 мм.	72.4 мм.	388.7 мм.
Лес	15.5 "	63.0 "	85.7 "	37.8 "	202.0 "
Отношение . . .	56 ⁰ / ₀	53 ⁰ / ₀	50 ⁰ / ₀	52 ⁰ / ₀	52 ⁰ / ₀
Б у к.					
Поле	29.6 мм.	123.1 мм.	145.1 мм.	71.0 мм.	368.7 мм.
Лес	13.3 "	60.8 "	55.1 "	28.1 "	157.3 "
Отношение . . .	45 ⁰ / ₀	49 ⁰ / ₀	38 ⁰ / ₀	40 ⁰ / ₀	43 ⁰ / ₀

Испарение в лесу таким образом значительно меньше, чем в поле; в среднем годовом для соснового леса испарение составляет 52⁰/₀, а для букового 43⁰/₀ по сравнению с полем. Особенно сильно понижение испарения в лесу летом; летом в сосновом лесу испарение понижается до 50⁰/₀, а в буковом даже до 38⁰/₀. Бук дает более густой лиственный полог, вследствие чего понижение испарения здесь значительно больше, чем в сосновом лесу.

Сравнительные наблюдения над испарением с водной поверхности в поле и в лесу были поставлены проф. А. П. Тольским в Боровом лесничестве Самарской губернии в сосновом лесу, помощью испарителей Лермантова-Любославского. С мая по сентябрь получились следующие суммы испарения в различные годы:

Испарение в поле и лесу (СССР).

	1906 г.	1907 г.	1908 г.	1909 г.	Среднее.
Поле	709.4 мм.	658.4 мм.	651.2 мм.	619.9 мм.	659.7 мм.
Лес	268.7 "	267.7 "	224.1 "	328.6 "	272.3 "
Отношение . . .	38 ⁰ / ₀	41 ⁰ / ₀	35 ⁰ / ₀	53 ⁰ / ₀	41 ⁰ / ₀

Точно также наблюдения в Великоанадольском лесничестве (1896—1898 г.г.) показали, что здесь в вегетационный период испарение в лесу составляло 38⁰/₀ испарения в поле.

Таким образом испарение в лесу в течение вегетационного периода составляет в среднем около 40⁰/₀ испарения в поле.

Однако, надо иметь в виду, что растительный покров испаряет значительное количество влаги и сам по себе. Если принять в расчет и эту часть испарения, то общее испарение над лесом должно быть значительно больше и приведенные числа должны быть значительно увеличены.

Г Л А В А X.

Сгущение водяных паров.

Причины конденсации водяных паров. Содержащиеся в атмосфере водяные пары могут переходить в жидкое или твердое состояние, в воду или лед, лишь тогда, когда упругость их достигает упругости паров, насыщающих пространство при данной температуре, или даже превосходит ее. Водяные пары достигают насыщения главным образом

благодаря охлаждению воздуха; возможно также, но лишь в редких случаях, сгущение водяных паров и без охлаждения воздуха; так, напр., если водная поверхность, с которой происходит испарение, теплее окружающего воздуха, то образующиеся водяные пары могут не только насыщать воздух, но и пересыщать его; в этом случае избыток паров может сгущаться и выделяться в виде тумана.

Сгущение водяных паров может происходить вследствие различных причин: 1) от соприкосновения влажного воздуха с земной поверхностью, охлажденной ночным лучеиспусканием или охлажденной предшествовавшими холодами, 2) непосредственным лучеиспусканием влажных масс воздуха к сильно охлажденной поверхности земли или к небесному своду, 3) вследствие адиабатического расширения воздуха, 4) вследствие смешения теплых и холодных масс воздуха, насыщенных водяными парами или близких к насыщению.

От соприкосновения воздуха с поверхностью земли, охлажденной ночным лучеиспусканием, водяные пары оседают лишь непосредственно на земной поверхности в виде росы, если температура выше 0° , или инея, если она ниже 0° . Точно также при соприкосновении влажного и теплого воздуха с почвой и другими предметами, охлажденными предшествующими холодами, на них может образовываться тонкий налет кристалликов льда (изморозь) или тонкий сплошной слой льда (ожеледь, гололедица). При непосредственном излучении тепла влажными массами воздуха, образуется тонкий слой тумана, стелющийся над почвою, или же тонкий, однородный облачный слой.

Расширение влажного воздуха, как мы видели выше, также сопровождается охлаждением его. Подобного рода расширение и охлаждение происходит главным образом при поднятии воздуха. Адиабатическое расширение влажного воздуха и сопровождающее его охлаждение возможно также при быстром понижении атмосферного давления; однако, даже понижение давления на 20 мм. сопровождается понижением температуры всего лишь на 2° ; такое понижение атмосферного давления даже за целые сутки бывает очень редко; сопровождающее его охлаждение на 2° в продолжение суток весьма незначительно по сравнению с теми изменениями температуры, какие вызываются другими процессами; поэтому указанное расширение воздуха не может иметь какого-либо влияния на образование осадков. Только в случае мощных вихрей понижение давления может быть значительно больше, чем на 20 мм.; в этом случае насыщенный парами воздух, особенно в жарких странах, может повести к образованию облаков и осадков.

При смешении двух масс влажного воздуха различной температуры возможны облачные образования, но они не могут дать значительных осадков.

Таковы в общих чертах причины конденсации водяных паров в воздухе и образования атмосферных осадков. Рассмотрим каждый из этих процессов в отдельности.

Образование росы и инея. После захода солнца, в ясную, тихую погоду земная поверхность, благодаря тепловому излучению, начинает охлаждаться. Охлаждаются также прилегающие к ней слои воздуха; водяные пары, содержащиеся в этих слоях, все более и более приближаются к состоянию насыщения; наконец, при некоторой температуре, так наз. температуре росы, пары уже насыщают воздух и начинают сгущаться и осаждаться в виде мелких капелек воды, сливающихся между собою, на листьях деревьев, на траве лугов и на поверхности почвы; таким образом получается роса. Сгущение водяных паров происходит при этом не в самом воздухе, а в месте сопри-

косновения его с охлажденной поверхностью. Если сгущение паров происходит при температуре ниже 0° , то образуется, так сказать, твердая роса, которая называется инеем.

Все обстоятельства, способствующие тепловому излучению земли, а также повышающие абсолютную и относительную влажность воздуха, благоприятствуют образованию росы. Иногда при благоприятных условиях роса может появляться в затененных от солнца местах еще до его захода и может оседать всю ночь до восхода солнца. Роса образуется обычно в ясную, тихую погоду, особенно при безоблачном небе; иногда она может образовываться и при облаках, а именно, высоких и тонких облаках. При небе, затянутом слоем плотных, низких облаков, росы не наблюдается. Полное затишье, даже при вполне ясном небе, не способствует образованию обильной росы; наиболее обильная роса образуется обычно при легком ветре; такой ветер постепенно возобновляет слои воздуха, приходящие в соприкосновение с поверхностью почвы, и уносит массы воздуха, выделившие уже росу. Напротив того, сильный ветер, сопровождающийся сильным перемешиванием воздуха, препятствует образованию росы.

Для появления росы необходимо наличие водяных паров в воздухе; сколько-нибудь заметная роса не может образоваться при значительной сухости воздуха. Вследствие этого роса чаще наблюдается летом, чем зимою, и летом она сильнее; точно также роса оседает чаще и бывает сильнее в теплых и влажных странах, чем в холодных и сухих; очень обильная роса получается на островах и морских берегах тропических стран; здесь нередко по утрам роса стекает с деревьев и крыш, как после дождя. В горных долинах и котловинах роса образуется обильнее, чем на соседних холмах; особенно много выпадает росы в том случае, если перед тем были дожди. Если тихая ясная ночь сменяется пасмурной и ветреной погодой, образование росы прекращается; при этом иногда уже образовавшаяся роса, благодаря ветру, испаряется. Особенно обильна роса поздним летом, когда воздух сохраняет еще достаточно тепла и влаги, в то время, как ночи удлиняются и поверхность земли при благоприятных условиях сильно охлаждается. Особенно значительное выделение росы наблюдается к утру.

Количество росы, осаждающееся на различных поверхностях почвы и предметах, далеко неодинаково. В самом деле, при однородных условиях погоды охлаждение различных тел далеко неодинаково; черные и шероховатые поверхности, как известно, лучеиспускают особенно сильно и потому сильнее охлаждаются; сильнее охлаждаются также плохие проводники тепла, так как приток тепла к охлажденной поверхности в этом случае значительно меньше, чем для проводников. Далее, как показал Жамен, при ночном охлаждении значительную роль может играть также испарение, сопровождающееся понижением температуры; однако, охлаждение вследствие испарения может идти лишь до тех пор, пока, наконец, воздух не окажется насыщенным водяными парами; дальнейшее охлаждение происходит уже вследствие одного лишь теплового излучения.

Обильное осаждение росы на растительном покрове и на листе деревьев объясняется большой лучеиспускательной способностью их, близкой к лучеиспускательной способности черного тела; кроме того, поверхности их шероховатые. Наконец, испарение с поверхности растительного покрова всегда велико; оно, с одной стороны, способствует охлаждению, и, с другой, наделяет воздух запасами водяных паров, которые затем отлагаются в виде росы. Интересно отметить, что сначала, вслед за закатом солнца, охлаждение поверхности почвы идет

очень быстро, как вследствие ночного лучеиспускания, так и вследствие испарения; когда, наконец, достигнуто насыщение, испарение прекращается и, кроме того, сгущающиеся водяные пары выделяют тепло; все это замедляет в значительной мере дальнейшее охлаждение почвы. Следует также отметить, что лучеиспускательная способность поверхности почвы, покрытой росой, повидимому понижается. Такое замедление охлаждения имеет большое значение; если бы его не было, то почти каждую ясную ночь можно было бы ожидать весьма значительного охлаждения и появления на поверхности травы инея. Однако, благодаря главным образом выделению скрытого тепла конденсации, растительность предохранена в значительной мере от опасных для нее утренников.

Источником влаги, дающей осадки в виде росы, являются раньше всего водяные пары, содержащиеся в воздухе; но часть водяных паров может выделяться и из почвы; почва в ночные часы уже на сравнительно небольшой глубине оказывается теплее, чем воздух над почвою; вследствие этого почвенный воздух, совместно с содержащимися в нем водяными парами, может подниматься вверх и отдавать свою влагу в виде росы.

Количество выпадающей росы для одной и той же ночи может сильно изменяться в зависимости от местных условий и характера поверхности. В Англии в ясные ночи количество выпадающей росы за ночь составляет слой воды толщиной в 0.1—0.3 мм.; в среднем за год количество росы, выпадающей на траве, составляет здесь 26 мм., причем в отдельные годы оно может доходить до 38 мм.; в Мюнхене в среднем за год выпадает около 30 мм. осадков в виде росы. Наблюдения в Турине показали, что в среднем за ночь с росой получается около 0.13 мм. осадков. Крова получил всего лишь 8 мм. осадков за год для Монпелье. Вообще роса дает малое количество осадков по сравнению с общей годовой суммой осадков в виде дождя и снега. Даже в тропических странах количество осадков в виде росы невелико; наибольший слой воды, выделяемый здесь росой за ночь, не превосходит 0.3 мм.

Если поверхность почвы в ясную ночь охлаждается ниже 0°, то водяной пар при сгущении оседает на поверхности почвы в твердом виде, покрывая предметы белым налетом, называемым инеем. Иногда при этом происходит также замерзание выпавшей ранее росы. Иней, как показали микроскопические исследования, не имеет строго кристаллического строения; перистообразные, как бы кристаллические скопления льда часто оказываются состоящими из мелких ледяных капелек; при этом получают нередко нежные узоры в виде лучей или перьев, иногда же образуются ледяные столбики. Повидимому, сгущение водяных паров происходит при этом различными способами; так, при температурах значительно ниже 0° происходит непосредственное сгущение водяного пара в мелкие кристаллики (сублимация); при более высоких температурах, лишь немного ниже 0°, водяные пары сначала переходят в капельки воды и уже затем замерзают; наконец иногда, повидимому, возможно образование инея одновременно тем и другим путем.

Иней нередко сохраняется в течение нескольких дней и отложившийся ледяной слой может при этом постепенно расти; этому благоприятствует то обстоятельство, что упругость насыщающих паров над льдом меньше, чем над водою при одной и той же температуре; поэтому водяные пары, даже и не вполне насыщающие воздух, могут тем не менее конденсироваться на образовавшемся ранее слое инея. На инее осаждаются при этом изморозь.

Изморозь. Под изморозью до самого последнего времени обычно подразумевали следующие два рода явлений: 1) осаждение белого рыхлого льда на ветках деревьев, на телеграфных проводах и других тонких предметах, когда стоит туман или когда при сильном морозе в воздухе носятся ледяные кристаллики; 2) образование белого ледяного налета на охлажденных предметах, напр., на камнях, каменных стенах и гладких древесных стволах, когда после продолжительных и сильных морозов внезапно подует теплый и влажный ветер.

Согласно последнему дополнению к „Инструкции станциям 2-го разряда“, изморозью считается только первый род явлений; тогда как для второго рода явлений вводится обозначение „твердый налет“. Тем же дополнением выделяется еще особый вид гидрометеоров, так наз. „жидкий налет“; он представляет собою водянистый довольно обильный налет на каменных стенах, камнях и других вертикальных предметах, образующийся так же, как и твердый налет, но только после продолжительного умеренно-холодного периода; в этом случае предметы не настолько сильно охлаждены, чтобы влажный теплый ветер осаждал на них твердый налет.

Изморозь по своему строению сходна с инеем. Она обычно выделяется в виде тонких ледяных нитей или шестиугольных кристаллических пластинок; иногда при этом образуются звездообразные разветвления; промежутки между кристалликами заполняются мельчайшими ледяными частичками и нередко вся масса принимает вид сплошной кристаллической коры. Изморозь отлагается с наветренной стороны вертикальных предметов и кристаллические образования растут в направлении, противоположном ветру. Теплопроводность тел, на которых осаждается изморозь, не играет существенной роли. Изморозь оседает на почве, на деревьях и на металлических предметах. В то время, как роса и иней могут образовываться во всех климатических областях (за исключением лишь тропических стран, где иней не бывает), изморозь образуется в более холодном климате и при том зимою. Инеем покрываются преимущественно горизонтальные поверхности и острые края тел, тогда как изморозь наблюдается главным образом на наклонных и вертикальных поверхностях с наветренной стороны.

Изморозь садится преимущественно на тонких ветвях и хвое деревьев и кустарников, образуя длинные, легко осыпающиеся нити (рис. 80). В лесу осаждение происходит в большей мере на сравнительно высоких деревьях с сильно развитой и мелко ветвистой кроной, расположенных полосами, или на опушках леса, если они идут перпендикулярно господствующим ветрам. Если погода благоприятствует образованию изморози, то количество осаждающихся ледяных кристалликов может достигать значительных размеров. Иногда образование изморози продолжается сутки и более. Кисти изморози довольно быстро осыпаются и на поверхности почвы может образоваться значительный слой льда. В лесу он иногда покрывает почву сплошным слоем снега и благодаря осыпавшейся изморози может даже образоваться санная дорога.

Первые количественные наблюдения над изморозью в СССР были поставлены И. Пульманом в Курской губ. Он измерял количество изморози, осаждавшейся на прутах разного диаметра, а также на ветвях деревьев и на стеблях растений. Он нашел, что молодое садовое деревцо 10-летнего возраста, высотой в 5 м., может собрать на своих ветвях около 4 кг. изморози в сутки и около 80 кг. в год.

Наблюдения проф. А. П. Тольского в Боровом опытном лесничестве Самарской губернии над осаждением изморози на сосновых

насаждениях показали, что одна из сосен, 24 лет, высотой в 7.6 м., выросшая в группе молодняка, дала за год более 100 кгр. изморози.

Наблюдения проф. Н. П. Кобранова в Мариупольском лесничестве Екатеринославской губернии дали в среднем за 20-летний период около 51 дня в год с изморозью; в то же время Пульман для Курской губернии получил в среднем за 25-летний период около 21 дня. А. П. Тольский дает для Борового лесничества Самарской губ. 11 дней



Рис. 80. Изморозь.

с изморозью. 35-летние наблюдения в Лесном дают в среднем около 16 дней. Примеры эти показывают, что число дней с изморозью вообще убывает в направлении на север и восток. Согласно расчетам Н. П. Кобранова, более 80% всех осадков для лесных насаждений Мариупольского лесничества обязаны своим происхождением изморози.

Весьма велико количество осаждающейся изморози на горах. Так, изморозь на вершине Пюи-де-Дома достигает иногда 25—30 см. на почве, на телеграфных столбах она доходит до 50 см., а на мачте над метеорологической станцией до 1 м. толщины. Приведенные примеры показывают, что явление изморози играет далеко не ничтожную роль

в круговороте влаги в атмосфере, особенно для лесных насаждений и на горах.

Гололедица (ожеледь). Нередко на поверхности почвы и на вертикальных и наклонных поверхностях различных тел образуется осадок в виде гладкого, прозрачного ледяного слоя, появляющегося преимущественно на их наветренной стороне; это явление называется гололедицей или ожеледью. Сплошным слоем льда покрываются в таком случае наши мостовые, стены домов, деревья, телеграфные провода, столбы. Гололедица образуется нередко при быстрой смене предшествующих значительных холодов более теплой погодой и даже оттепелью, если при этом дует теплый, насыщенный водяными парами ветер.

Другой причиной гололедицы может быть переохлажденный или ледяной дождь, выпадающий после продолжительного периода сильных холодов. В этом случае в верхних слоях господствует более теплое воздушное течение, тогда как в нижних частях температура значительно ниже 0°; падающие капельки дождя достигают поверхности земли уже в переохлажденном состоянии и при соприкосновении с почвой, деревьями и вообще с твердыми телами тотчас же замерзают, покрывая их сплошной ледяной коркой. Гололедица может образоваться и в том случае, когда обыкновенный дождь падает на сильно охлажденную почву и здесь замерзает. Иногда осаждение льда так обильно, что под тяжестью его ломаются толстые сучья деревьев, разрываются телеграфные провода и т. д.

Весьма интенсивный ледяной дождь наблюдался во Франции 22—24 января 1879 года; он охватил почти четверть всей Франции и произвел сильные опустошения в садах. В Фонтенебло и Орлеане в течение 30 часов шел ледяной дождь при температуре — 3°, вследствие чего на почве образовался слой льда толщиной в 2—3 см. и более; телеграфные провода в 4 мм. толщиной покрылись льдом и увеличились в диаметре до 38 мм.; деревья, имевшие в окружности до 2.2 м., ломались; многие деревья сгибались под тяжестью льда так, что верхушки их касались земли. В Одессе во время гололедицы в феврале 1897 года ледяная кора была так велика, что тонкий стебель дикой травы весом в 12 гр. увеличился в весе до 300 граммов; на проволоке на протяжении 60 см. образовался слой льда в 3 см. толщиной. Гололедица в Н.-Новгороде 20—21 октября 1892 года дала на телефонной проволоке, в 1 м. длиною и 2 мм. диаметром, ледяной осадок весом в 0.96 кгр.; на сучьях деревьев слой льда достигал 4 см. толщины. При гололедице в С. Америке 27—28 февраля 1900 года образовался на ветвях деревьев слой льда толщиной от 10 до 22 мм.; вес отдельных ветвей увеличился благодаря льду в 10—30 раз. Бородаевский следующим образом описывает один из случаев гололедицы, имевший место 3 декабря 1902 года: „буквально все древесные породы и деревья всех размеров, до мелких кустарников включительно, на площади 2598 десятин были закованы в прозрачный, сверкающий на солнце мириадами разноцветных искр, ледяной панцырь, превышавший толщину тонких ветвей в 5—10 раз и толстых в 2—3 раза и державшийся преимущественно на верхней поверхности веток, переходя книзу в тонкий ледяной налет“.

Обширные и интересные наблюдения над гололедицей были поставлены проф. Н. П. Кобрановым в Мариупольском лесничестве. На основании 20-летних наблюдений он нашел, что здесь в среднем за год бывает 7—8 дней с гололедицей. 25-летние наблюдения в Курской губернии, обработанные И. Пульманом, показали, что здесь в среднем за год при-

ходится почти 4 дня с гололедицей. Для точного учета осевшего льда, Н. П. Кобранов собирал весь лед, осевший на дереве; для этого под дерево подстилался брезент, дерево спиливалось и собирался весь лед, который затем взвешивался. Так, напр., с расположенного открыто дуба-зимняка *) в возрасте 20 лет, было собрано 155 кг. льда при весе веток в 30 кг., а всего дерева в 61 кг., т. е. масса льда была в 2.5 раза больше, чем масса всего дерева. На татарской жимолости им было собрано 15 кг. льда, при весе веток в 0.9 кг., т. е. вес льда был приблизительно в 16 раз больше веса всех ветвей. Приведенные числа показывают, какие огромные массы льда могут оседать на лесных насаждениях. В среднем, если распределить все эти массы льда на горизонтальной поверхности, то, напр., во время гололедицы с 27 декабря 1911 года по 2 января 1912 года получился бы слой льда в 18.3 мм. По расчетам Кобранова гололедица дает для 20-летних лесных насаждений Мариупольского лесничества около 5% всех выпадающих осадков. Плотность осаждающегося льда на крупных деревьях оказывается большей (на дубах 0.90), чем на порослях и кустарниках (удельный вес здесь в среднем 0.84). Древесина различных древесных пород не оказывает существенного влияния, но осаждение приблизительно обратно пропорционально диаметру принимающего тела; чем развесистее дерево, чем мощнее развитие сучьев и чем они мельче, тем больше осаждается на них льда. Так, напр., для дубов-летняков (20—21 года), у которых крона составляет 31% всего веса, отношение массы льда к массе самого дерева составляет 2.41, тогда как для дубов-зимняков (кроны составляют 41%) отношение 2.93. Осаждение происходит в большей мере среди полосных насаждений, чем среди сплошных массивов.

Гололедицы более часты и опасны в сравнительно низких широтах, где по временам бывают сильные холода и в то же время быстрые смены температур (напр., на востоке северной Америки и у нас в южной полосе СССР); они особенно часты там, где зимние изотермы расположены густо друг к другу.

На горах указанные ледяные отложения могут достигать огромных размеров. Столбы, деревья, все инструменты метеорологических станций покрываются льдом; нередко эти предметы исчезают под ледяными отложениями и представляют бесформенные ледяные массы. Особенно большое количество льда отлагается на вершинах гор, достигающих 1000—1500 м., т. е. на тех высотах, на которых зимою относительная влажность особенно велика и на которых чаще всего имеют место зимние облачные образования; на больших высотах эти явления выражены слабее. Так, на Брокене (север Германии, 1141 м.) и на Бен-Невисе (Шотландия, 1343 м.) они очень часты и интенсивны; согласно наблюдениям Омонда, однажды на Бен-Невисе при сильном тумане и ветре образовался в течение часа слой льда в 32 мм. Образованию гололедицы на этих горах благоприятствует также морской климат, дающий более частые и более значительные облачные образования, но уже на Обире (Австрия, 2140 м.), Сентисе (Швейцария, 2500 м.) и других более высоких горах гололедица бывает выражена значительно слабее.

Смешение воздушных масс, насыщенных парами и имеющих различную температуру. На границе раздела холодных и теплых воздушных масс, насыщенных парами или близких к насыщению, происходит

*) Дубами-летняками называются дубы, у которых зимою опадает листва; дубы-зимняки, наоборот, сохраняют свою листву неопавшей.

при их смешении конденсация водяных паров, сопровождающаяся облачными или туманными образованиями.

Рассмотрим частный случай смешения двух воздушных масс: пусть смешивается килограмм воздуха, насыщенного водяными парами, при температуре $t_1 = 0^\circ$, с килограммом также насыщенного воздуха при температуре $t_2 = 30^\circ$; первая из этих масс содержит $y_1 = 3.8$ гр. водяных паров, вторая $y_2 = 26.2$ гр. После смешения температура смеси равна $t_3 = (0^\circ + 30^\circ) : 2 = 15^\circ$ и на каждый кгр. воздуха приходится $y_3 = (3.8 + 26.2) : 2 = 15.0$ гр. паров. Но для насыщения кгр. воздуха при $t_3 = 15^\circ$ необходимо лишь 10.5 гр.; следовательно, часть паров $15.0 - 10.5 = 4.5$ гр. должна перейти в жидкое состояние. Однако, при этом необходимо ввести поправку; в самом деле, вследствие сгущения водяных паров выделяется скрытая теплота парообразования, и окончательная температура t должна быть выше 15° , а соответственно с этим выделяться меньшее количество паров.

Бецольд дал изящный графический прием для решения этой задачи: возьмем две взаимно-перпендикулярные оси координат OX и OY (рис. 81); будем откладывать на оси абсцисс равные части, выражающие температуру, причем для

каждого градуса температуры выберем определенной длины отрезок; из точек деления оси абсцисс восставим перпендикуляры и на каждом перпендикуляре будет откладывать отрезки, выражающие весовые количества водяных паров, содержащиеся в кгр. насыщенного воздуха при соответствующих температурах. Если соединить концы перпендикуляров непрерывной кривой линией, то полученная кривая выразит собою изменение количества паров, насыщающих кгр. воздуха, при изменении температуры; кривая обращена выпуклостью вниз и показывает, что содержание водяных паров быстро растет с температурой. Обозначим через t_1 и t_2 температуры смешиваемых между собою двух килограммов насыщенного парами

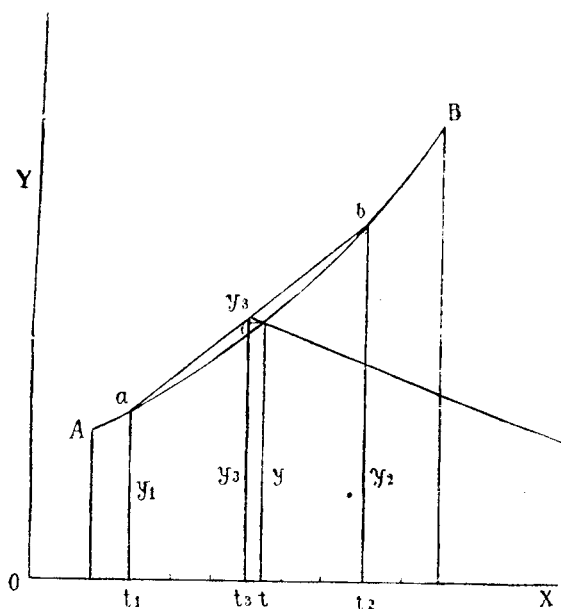


Рис. 81. Конденсация паров при смешении.

воздуха; отложим соответствующие температуры на оси абсцисс и проведем для них соответствующие ординаты y_1 и y_2 , которые дадут нам количества паров, содержащихся в каждом кгр. смешиваемых воздушных масс; соединим концы этих ординат a и b прямой линией; разделим отрезок ab пополам и из точки деления опустим перпендикуляр y_3 на ось абсцисс. Из рисунка нетрудно видеть, что $y_3 = (y_1 + y_2) : 2$ и $t_3 = (t_1 + t_2) : 2$; таким образом t_3 дает нам температуру смеси и y_3 —количество водяных паров, содержащихся в кгр. смеси. Однако, как сказано выше, окончательная температура смеси должна быть не t_3 , а несколько выше; пусть она равна t (на рисунке Ot). Соответствующее этой температуре количество паров будет, очевидно, равно y ; разность же ординат y_3 и y дает нам количество водяных паров, вы-

деляемое каждым килограммом смеси. Чтобы найти окончательную температуру t , проведем через концы ординат y_3 и y прямую и продолжим ее до пересечения с осью абсцисс; пусть эта прямая образует с осью абсцисс угол α . Найдем величину этого угла. Для этого обозначим теплосодержание воздуха в малых калориях через c и скрытое тепло испарения через r . Количество сгущенного пара равно $y_3 - y$ и выделившееся при этом тепло равно $r(y_3 - y)$; благодаря этому теплу, килограмм воздуха нагрелся от t_3 до t . На это нагревание затрачено $1000(t - t_3)$ с малых калорий. Оба количества тепла, очевидно, равны между собою; следовательно:

$$(y_3 - y)r = 1000(t - t_3)c.$$

Нетрудно видеть, что:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{y_3 - y}{t - t_3}.$$

С другой стороны из первого уравнения имеем:

$$\frac{y_3 - y}{t - t_3} = \frac{1000c}{r};$$

поэтому:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1000c}{r}$$

Так как c приблизительно равно 0.24 калории и $r = 600$, то, очевидно,

$$\alpha = 21^\circ.$$

Отсюда мы находим следующий графический способ решения задачи; нужно провести ординаты y_1 и y_3 , соответствующие температурам смешиваемых масс воздуха, соединить точки a и b прямой линией; затем из середины ab провести ординату y_3 и из конца ее провести прямую, составляющую с осью OX угол в 21° ; эта прямая пересекает нашу кривую в точке, ордината которой y дает нам окончательное количество паров в килограмме смеси, а соответствующая абсцисса Ot окончательную температуру смеси t° ; наконец, малый отрезок $y_3 - y$ дает нам количество паров, выделяемых каждым килограммом воздуха. Угол α мы приняли равным 21° ; это имеет место при $t > 0^\circ$; если окончательная температура смеси ниже 0° , то выделяющиеся пары переходят не в воду, а в лед; поэтому в этом случае мы должны взять для r другое большее численное значение; при этом для α получим 19.4° .

Вычисления показывают, что количество водяных паров, выделяемое этим путем, вообще невелико. Возьмем крайний случай: пусть смешивающиеся массы воздуха имеют температуры 0° и 25° , тогда в вертикальном столбе воздуха, основание которого равняется 1 м.² и высота 1000 м., выделится всего 1220 гр. воды; это количество соответствует слою дождя толщиной в 1.2 мм.; но такой значительной разности температур между соседними массами воздуха вообще не бывает; допустим, что температуры смешиваемых масс равны 10° и 25° ; в таком случае при той же вертикальной мощности смешиваемых масс получится всего лишь 0.5 мм. осадков. Даже и этот пример слишком преувеличенный; толщина смешивающихся слоев воздуха на самом деле значительно меньше. Указанные примеры показывают, что путем сме-

шения влажных масс воздуха, имеющих различную температуру, возможно получение лишь облачных и туманных образований, но не сколько-нибудь заметных осадков.

Волнистые облака. Интересный пример смешения двух влажных масс воздуха, имеющих различную температуру, представляют собою волнистые облака. Если два слоя, находящиеся в жидком или газообразном состоянии, обладают различной плотностью и граница их раздела резко очерчена, то при движении одного слоя вдоль другого, на границе их образуются волнообразные движения. Подобного рода явление имеет, напр., место на поверхности моря при движении вдоль нее воздушных масс. Гельмгольц показал, что если в атмосфере скользят одна вдоль другой две воздушные массы, имеющие различную температуру и плотность, то на границе, разделяющей эти две массы, образуются воздушные волны. Длина и высота таких волн зависит от разности плотностей и относительной скорости скользящих масс; чем разность плотностей больше, тем, при прочих равных условиях, длина волн меньше; поэтому при большой разности плотностей, имеющей место между водяными и воздушными массами, длина волн на морской поверхности сравнительно мала. Значительно больших размеров должны быть воздушные волны в атмосфере, так как разности плотностей двух воздушных слоев не могут быть велики.

Допустим, что нижний слой атмосферы насыщен парами; верхний слой имеет отличную от него плотность и движется вдоль него. Тогда на поверхности раздела этих слоев образуются воздушные волны; поверхность раздела должна подниматься в тех местах, где образуется гребень волны и опускаться там, где имеет место долина волны. При поднятии частиц нижнего влажного воздуха на гребень волны происходит уменьшение давления, сопровождающееся расширением и охлаждением; в результате происходит быстрое сгущение паров в виде тумана или облака. Таким образом на гребнях волн водяные пары сгущаются и образуются облака, расположенные полосами вдоль гребней. Такие волнистые облака действительно наблюдаются в атмосфере; облачные полосы соответствуют гребням, просветы между облаками долинам или углублениям в волнах.

Поднятия на воздушных шарах позволили точнее исследовать воздушные волны. Так, напр., 12 января 1894 года во время поднятия шара из Мюнхена температура внизу была—8.5°; шар поднялся до высоты 100 м. и начал то подниматься, то опускаться в пределах 30—60 м.; когда выбросили балласт, шар быстро поднялся до высоты 280 м., где встретил температуру 5.5°. Очевидно, колебания шара были вызваны соответствующими волнами, образовавшимися на границе двух слоев; разность температур обоих слоев, достигала 14°. Интересно также другое поднятие 7 января 1896 г. из Брюсселя, совершенное Эмденом: внизу воздух был совершенно спокоен, но на высоте 200 м. резко обнаружилось сильное воздушное течение с запада на восток; скорость ветра достигала при этом 12.5 м. в секунду, а температура повысилась от 2.7° до 9.2°. Поднявшись выше, наблюдатели заметили, что горизонт был покрыт рядом цилиндрических облачных масс, разделенных между собою более светлыми промежутками; оси цилиндров отстояли друг от друга на расстоянии, в среднем, около 540 м. и имели направление от севера к югу. Очевидно, облачные массы были расположены как раз по гребням воздушных волн. Интересно отметить, что, согласно формулам Гельмгольца, при разности температур скользящих масс в 10° и разности скоростей в 10 м., длина волны должна быть около 550 м. Таким образом наблюдения эти блестяще подтвердили теоретические выводы Гельмгольца.

Адиабатическое охлаждение воздуха при восходящих токах. Пусть определенный объем воздуха поднимается вверх в атмосфере; при этом он должен расширяться; если это расширение происходит без притока и отдачи тепла (адиабатически), то температура воздуха понижается, содержащиеся в нем водяные пары приближаются к состоянию насыщения и, наконец, начинают переходить в жидкое и даже твердое состояние. Рассмотрим процесс восходящего течения на частном примере, заимствованном у Ханна. Представим себе, что вследствие тех или других причин 1 м.³ воздух, находящийся у уровня моря при давлении 760 мм., температуре 30° и относительной влажности 50%, начинает подниматься вверх.

Сначала наша масса будет охлаждаться, как мы видели выше, на 1° на каждые 100 м. поднятия; при этом водяные пары приближаются к состоянию насыщения и относительная влажность возрастает; наконец на некоторой высоте пары достигают состояния насыщения; в этой первой стадии поднятия сгущения водяных паров не происходит; назовем эту стадию поднятия сухой стадией. При температуре 30° и относительной влажности 50% соответствующая упругость паров равна 15.75 мм.; из психрометрических таблиц находим, что упругость насыщающих паров равна 15.75 мм. при температуре 18.4°; эта температура представляет собою точку росы для нашей массы воздуха. В первом приближении можно принять, что конец сухой стадии наступает при температуре 18.4° восходящего воздуха. Первоначальная температура воздуха была 30°; поэтому падение температуры в этой стадии составляет $30.0^\circ - 18.4^\circ = 11.6^\circ$; так как охлаждению в 1° соответствует поднятие на 1000 м., то охлаждению в 11.6° соответствует поднятие на 1160 м. Однако, мы должны ввести здесь существенную поправку: дело в том, что восходящий воздух первоначально находился под давлением 760 мм., на высоте же 1160 м. давление понижается до 655 мм., т. е. в отношении $760:655 = 1.16$; вследствие этого рассматриваемый нами куб. метр воздуха должен расшириться в 1.16 раз, а потому водяные пары, содержащиеся первоначально в 1 м.³ распределятся теперь в объеме 1.16 м.³. Первоначально в нашем воздухе упругость паров равнялась 15.75 мм.; нетрудно, по формуле

$$q = \frac{1.06}{1 + at} e$$
, найти, что в одном м.³ воздуха первоначально содержа-

лось 15.04 гр. водяных паров и, следовательно, на высоте 1160 м. на долю каждого кубического метра приходится паров $15.04:1.16 = 13.0$ гр. Точка росы при таком содержании паров равна 16.1°. Таким образом во втором приближении можно принять, что сухая стадия окончится тогда, когда температура понизится на $30.0^\circ - 16.1^\circ = 13.9^\circ$, т. е. на высоте 1390 м. или, в круглых числах, на высоте 1400 м.

При дальнейшем поднятии воздуха охлаждение будет иное: здесь восходит уже воздух, насыщенный парами, охлаждение сопровождается сгущением паров в воду и выделением скрытого тепла сгущения; в этом случае охлаждение происходит значительно медленнее. Будем считать второй стадией восхождения поднятие до такой высоты, при которой температура упадет до 0°. Это — стадия дождя: водяные пары выделяются при этом в виде воды. Температура восходящего воздуха должна в стадии дождя понизиться от 16.1° до 0°, т. е. на 16.1°. Помощью таблиц находим, что для воздуха, насыщенного парами, на высоте 1400 м. при температуре 16.1°, падение температуры составляет 0.45° на каждые 100 м. поднятия. Отсюда находим, что для охлаждения на 16.1° воздух должен подняться на высоту $(16.1 \times 100):0.45 = 3580$ м.

Таким образом стадия дождя должна закончиться на высоте $3580 + 1400 = 4980$ м. Однако, и здесь необходимо ввести поправку: мы приняли, что на всем протяжении второй стадии имеет место падение в 0.45° на каждую сотню метров; но это не так: указанное падение температуры имеет место лишь в начале второй стадии. В конце же второй стадии, на высоте 4980 м. и при температуре 0° , падение температуры на каждые 100 м. должно составлять, как показывают таблицы, 0.51° . Естественно принять для падения температуры среднюю величину, т. е. $(0.45^\circ + 0.51^\circ) : 2 = 0.48^\circ$. В таком случае высота, на которую должна подняться масса воздуха для охлаждения до 0° , равна $(16.1 \times 100) : 0.48 = 3355$ м. Итак, конец второй стадии, стадии дождя, должен находиться на высоте $1400 + 3355 = 4755$ или, в круглых числах, на высоте 4800 м.

Далее начинается третья стадия поднятия — стадия града; воздух, кроме водяных паров, содержит также частички облаков при температуре 0° и капельки дождя при той же температуре; при дальнейшем охлаждении эти капельки воды должны замерзнуть; образующаяся смесь воды в жидком и твердом состоянии создает условия, благоприятные для образования града; пока вода переходит в твердое состояние, выделяющееся при этом скрытое тепло поддерживает восходящий воздух при температуре 0° . Мощность третьей стадии зависит от количества содержащейся влаги; Ханн принимает ее равной 200 м. Таким образом она начинается на высоте 4800 м. и оканчивается на 5000 м.

Остается четвертая стадия — стадия снега; для нее температура воздуха ниже 0° ; рассмотрим, насколько должен подняться наш воздух для того, чтобы температура его понизилась до -25° . Подобно предыдущему, из таблиц находим, что насыщенный парами воздух при температуре 0° на высоте 5000 м. охлаждается при поднятии на 100 м. на 0.52° ; но у верхней границы четвертой стадии воздух настолько беден парами, что падение температуры при поднятии близко к адиабатическому; можно принять, что здесь падение температуры составляет 0.90° на каждые 100 м.; среднее падение температуры, очевидно, равно 0.71° . Таким образом для охлаждения на 25° воздух должен подняться на высоту $(25 \times 100) : 0.71 = 350$ м., или, считая от поверхности земли, на высоту 8500 м.

Определим, какой слой осадков выпадает вследствие сгущения паров во второй стадии. К концу второй стадии на высоте 4800 м. атмосферное давление равно 420 мм. Таким образом, наш кубический метр воздуха расширился в отношении $760 : 420 = 1.81$ и занимает объем 1.81 куб. метра; температура его равна 0° ; для насыщения 1 м.³ воздуха необходимо 4.84 гр. паров, а для 1.81 м.³, очевидно, требуется $4.84 \times 1.81 = 8.76$ гр. Но первоначальное содержание паров составляло 15.04 гр. Следовательно, $15.04 - 8.76 = 6.28$ гр. паров выделилось в виде дождя из массы воздуха, занимавшей вверху объем, равный 1.81 м.³, а из одного м.³ 3.47 гр. Допустим, что скорость восходящего тока равна 3 м. в секунду, тогда в секунду на поверхность в м.² должно выпасть $3.47 \times 3 = 10.41$ гр. воды, а за час более 37 кгр. Таким образом часовое количество осадков составит слой воды толщиной более 37 мм., что соответствует уже настоящему ливню. Указанный пример показывает, что восходящие токи в атмосфере могут при благоприятных условиях сопровождаться значительными осадками.

Структура тумана и облаков. Водяные пары при своем сгущении осаждаются в жидком или твердом состоянии. В жидком состоянии образуется дождь, роса, туман и некоторые виды облаков. Переход

в твердое состояние совершается или простым замерзанием образовавшихся первоначально жидких частичек (гололедица, ледяной дождь и проч.) или путем сублимации, т. е. непосредственного перехода паров в твердое состояние; такой переход совершается при очень низких температурах, причем образуются тончайшие ледяные кристаллики.

Первоначально предполагали, что вода при своем сгущении должна пройти стадию пузырчатого строения и что элементы тумана представляют собою мельчайшие водяные пузырьки, внутри которых содержится воздух. Эта гипотеза была введена в науку Галлеем и Лейбницем для объяснения целого ряда явлений, а именно: плавления в атмосфере элементов тумана и облаков, резких очертаний солнца, луны и других небесных тел, рассматриваемых сквозь слой тумана и облаков, голубого цвета неба и проч. Однако, путем вычислений можно показать, что внутри таких полых водяных шариков давление воздуха, благодаря силам поверхностного натяжения, должно достигать 2 атмосфер и более; такого давления, конечно, не могла бы выдержать тонкая водяная пленка полых капелек.

Как увидим ниже, для объяснения световых явлений в атмосфере также нет надобности допускать пузырчатого строения элементов тумана; все указанные явления отлично объясняются в настоящее время в предположении, что элементы тумана представляют собою сплошные водяные капельки. Наибольшие затруднения встречаются при объяснении плавления в атмосфере элементов тумана и облаков, представляющих собою сплошные капельки или ледяные кристаллики. Однако, и это затруднение устранено, благодаря исследованиям Стокса, показавшего, что плавление облаков есть только кажущееся явление; в действительности же мельчайшие капельки, образующие облако, падают с чрезвычайно малой скоростью. При своем падении капля испытывает сопротивление со стороны воздуха; получается сила, направленная вверх, выражающаяся формулой:

$$F = 6 \pi \mu r V,$$

где μ — коэффициент трения, r — радиус капли и V — скорость ее падения; для μ имеем:

$$\mu = 18.2 \times 10^{-5}.$$

С другой стороны, вес капли

$$P = \frac{4}{3} \pi r^3 g (\sigma - \rho),$$

где g — напряжение силы тяжести, σ — плотность воды и ρ — плотность воздуха.

Если капелька воды или вообще какое-либо тело начинает падать в воздухе, то в начале скорость падения V постепенно возрастает; согласно первой формуле соответственно возрастает и сопротивление воздуха F ; при постепенном возрастании сопротивления наступит наконец момент, когда сопротивление воздуха станет равным весу капельки. Обе силы (вес, действующий вертикально вниз, и сопротивление, направленное вертикально вверх) взаимно уравновешиваются и капля начинает уже падать равномерно с постоянной скоростью V_0 . Чтобы найти эту постоянную конечную скорость, мы должны приравнять F и P , взяв в первом V_0 вместо V . Тогда имеем:

$$6 \pi r \mu V_0 = \frac{4}{3} \pi g r^3 (\sigma - \rho),$$

откуда, полагая $\sigma = 1$ и пренебрегая ρ , получаем:

$$V_0 = \frac{2r^2g}{9\mu} = 1.20 \times 10^6 r^2 \text{ см./сек.}$$

Эта формула Стокса пригодна для капель в пределах от $r = 4 \times 10^{-5}$ см. до 10^{-2} см. Шмидт дает более точную формулу, пригодную и для более крупных капелек.

Имеется также ряд лабораторных измерений скорости падения капель, произведенных Ленардом, Шмидтом и др. Приведем таблицу значения скорости падения капелек V_0 при установившемся движении в зависимости от радиуса r капли:

r в см. . . .	0.001	0.005	0.01	0.02	0.05	0.10	0.15	0.175
V_0 в см. сек. .	1.3	26	78	180	426	583	691	740

В этой таблице скорости малых капелек ($r < 0.02$ см.) получены путем вычислений по формуле Шмидта, а больших — из наблюдений. Приведенные числа показывают, что скорость падения малых капелек вообще очень мала; достаточно самого небольшого восходящего течения для того, чтобы заставить такую капельку плавать в воздухе или даже подниматься вверх. Если, напр., радиус капельки равен 0.001 см., то скорость ее падения составляет всего лишь 1 см. в секунду; такая капелька должна затратить более 2 часов, чтобы пройти слой воздуха толщиной в 100 м. Если радиус капельки 0.01 см., то скорость падения меньше 1 м. в секунду; слой в 1000 м. такая капля проходит в течение 20 минут.

Рассмотрим теперь, каковы же размеры капелек тумана и облаков, плавающих в нашей атмосфере. Непосредственные микроскопические измерения, произведенные Ассманом, дали для радиуса капелек тумана от 0.0003 до 0.0008 см.; кроме того, Ассман путем непосредственных наблюдений показал, что элементы тумана представляют собою сплошные водяные капельки. Заметим, что при -10° и даже при более низких температурах такие капельки наблюдались в жидком виде и лишь при соприкосновении с поверхностью твердого тела они замерзали.

О размерах элементов облаков можно судить по оптическим явлениям. Ниже, при разборе оптических явлений в атмосфере, мы увидим, что нередко, когда солнце или луна заволакиваются облаками, то вокруг них вырисовываются цветные кольца, так наз. венцы; измерив размеры этих цветных колец, можно вычислить размеры элементов тумана и облаков. Так, Конрад получил для радиуса таких капель числа от 0.001 до 0.002 см., Пернтер из множества измерений в Вене получил от 0.001 до 0.005 см. и т. д.

Весьма тщательные исследования Келера над размерами капелек тумана и облаков показали, что массы различных капелек относятся между собой, как 1:2:3:4:6:8:12:16 и т. д. Отсюда он заключает, что более крупные капельки тумана и облаков образуются благодаря слиянию более мелких капелек. Радиусы капелек были от 0.0003 до 0.0016 см.

В среднем можно принять как для элементов тумана, так и облаков, радиус их равным около 0.001 см. Таким образом, эти эмбриональные частички облаков и тумана должны падать чрезвычайно медленно.

При очень низких температурах водяные пары непосредственно переходят в твердое состояние, принимая форму ледяных игл. Тол-

щина таких кристалликов, согласно измерениям, колеблется от 0.0005 до 0.0010 см. Иногда в средней полосе Союза, а особенно часто на севере, можно наблюдать, как при ясной, морозной погоде в воздухе плавают и сверкают на солнце мелкие ледяные кристаллики, имеющие форму игл.

Образование снежинок. При переходе водяных паров в твердое состояние большую роль может играть то обстоятельство, что при одной и той же температуре упругость паров, насыщающих пространство над водной поверхностью, значительно больше, чем над льдом; вследствие этого в присутствии ледяных кристалликов воздух может быть насыщен и даже пересыщен водяными парами, тогда как гигрометр дает относительную влажность, меньшую 100%; происходит это от того, что гигрометр дает относительную влажность по отношению к упругости насыщающих паров над водной поверхностью. В ниже приведенной таблице E_w означает упругость насыщающих паров над водою, E_e над льдом; далее $R_w = 100 \cdot \frac{E_p}{E_w}$ дает нам показания гигрометра при воздухе, насыщенном водяными парами по отношению к льду; наконец $R_e = 100 \cdot \frac{E_w}{E_e}$ дает нам степень пересыщения воздуха водяными парами относительно льда в том случае, если воздух насыщен относительно воды.

Температура . . .	0°	—10°	—20°	—30°	—40°
E_w в мм.	4.58	2.16	0.96	0.39	0.14
E_e " "	4.58	1.97	0.79	0.29	0.095
R_w в %	100	91	82	74	68
R_e " "	100	110	120	134	147.

Таблица показывает, что, напр., при—30° упругость насыщающих паров над водою равна 0.39 мм., а над льдом 0.29; таким образом в ледяном облаке, при—30°, насыщенном водяными парами по отношению к льду, относительная его влажность, вычисленная по отношению к упругости насыщающих паров над водою, равна 74%; такую относительную влажность должен в этом случае показывать гигрометр; обратно, если при—30° воздух насыщен водяными парами по отношению к воде, то этот воздух относительно льда пересыщен на 34% и его относительная влажность, вычисленная по отношению к льду, должна равняться 134%. Вообще при переходе водяных паров в ледяные кристаллики гигрометр может показывать меньше 100% и при том тем меньше 100%, чем ниже температура. Так, Вегенер 31 декабря 1907 года наблюдал ледяной туман при—30°; гигрометр показывал при этом только 70%. Напротив того, если в облако, состоящее из водяных капелек, попадают ледяные кристаллики, то для них эта среда оказывается пересыщенной водяными парами и при том тем более, чем ниже температура. В этом случае возможна очень интенсивная конденсация водяных паров и на мелких кристалликах могут нарастать значительные слои льда; подобного рода процесс может иметь место при образовании градин.

При сгущении водяных паров в твердое состояние образуются ледяные кристаллики или снежинки, которые могут принимать самую разнообразную форму. Основная форма кристалла это—правильная шестигранная призма. Обычно в атмосфере ледяные кристаллики бывают или сильно развиты в направлении оси и тогда принимают

форму столбиков и игл, или же они бывают развиты в плоскостях их оснований; в этом случае они принимают форму шестигранных пластинок. Более сложные звездчатые формы являются комбинацией этих простых основных форм; микроскопические исследования показывают, что внутри кристалликов нередко имеются полости, заполненные воздухом. Звездочки и пластинки при взаимных столкновениях, особенно при температурах, близких к 0° , смерзаются и образуют хлопья снега, достигающие в наших широтах 1—2 см.; связующим материалом при этом служат капельки воды. Снежинки, попадая в вихревой поток, могут скатываться в небольшие шарики молочного цвета, называемые крупой.

Размеры элементов снега, по Вестману, даны в следующей таблице:

Размеры снежинок.

		Среднее.	Максимум.	Минимум.
Звезды	диаметр . .	2.30 мм.	6.00 мм.	0.12 мм.
	толщина . .	0.08 "	—	—
Пластины	диаметр . .	0.33 "	1.29 "	0.05 "
	толщина . .	0.08 "	—	—
Призмы	диаметр . .	0.14 "	0.30 "	0.06 "
	высота . .	0.34 "	0.82 "	0.08 "
Иглы	длина . .	0.72 "	2.32 "	0.18 "
	диаметр . .	0.07 "	0.19 "	0.02 "

Чаще всего снежинки принимают форму шестилучевой звезды, каждый из лучей которой в свою очередь разветвляется. Основываясь на исследованиях Лемана над кристаллизацией различных веществ, Вегенер дает очень интересное объяснение такой формы снежинок. На рис. 82 приведено то, что наблюдал Леман под микроскопом при

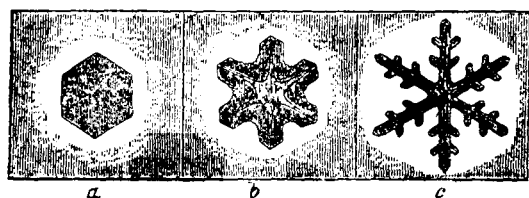


Рис. 82. Образование снежинок.

кристаллизации пересыщенного раствора иодоформа. Сначала (рис. 82a) образовался кристалл, имевший форму правильного шестиугольника, тождественный по своей форме с шестиугольными пластинками льда, нередко плавающими в атмосфере. На построение этого кристалла иодоформа была израсходована часть растворенного иодоформа, содержавшаяся в ближайших к образовавшемуся кристаллику частях жидкости.

Эти части поэтому сравнительно бедны иодоформом, как это можно заметить по просветлению жидкости вокруг кристалла. Вблизи кристалла раствор иодоформа уже не пересыщенный, а только насыщенный, но по мере удаления от кристалла концентрация раствора увеличивается. Если провести для этой стадии развития кристалла линии одинаковой концентрации, то линия наименьшей концентрации должна совпадать с контуром образовавшегося кристалла; по мере же удаления от него, линии равной концентрации должны все более и более приближаться по форме к окружностям. Вследствие этого вблизи вершин образовавшегося шестиугольника линии равной концентрации будут наиболее сближены между собою. На дальнейший рост кристалла должен идти тот иодоформ, который подводится к кристаллу

путем диффузии из мест, более богатых иодоформом. Диффузия будет наиболее интенсивной в тех местах раствора, где концентрация меняется наиболее быстро, т. е. на вершинах шестиугольника, отчего на этих вершинах садятся кристаллики, образующие начала будущих лучей звезды. Как только начинается образование лучей, условия нарастания их становятся еще более благоприятными, так как здесь линии равной концентрации раствора становятся еще более сближенными. Когда лучи достаточно вырастают (рис. 82b), то линии равной концентрации, следуя вблизи кристалла его контурам, изгибаются между лучами звезды, так что у каждого луча образуется как бы обособленная

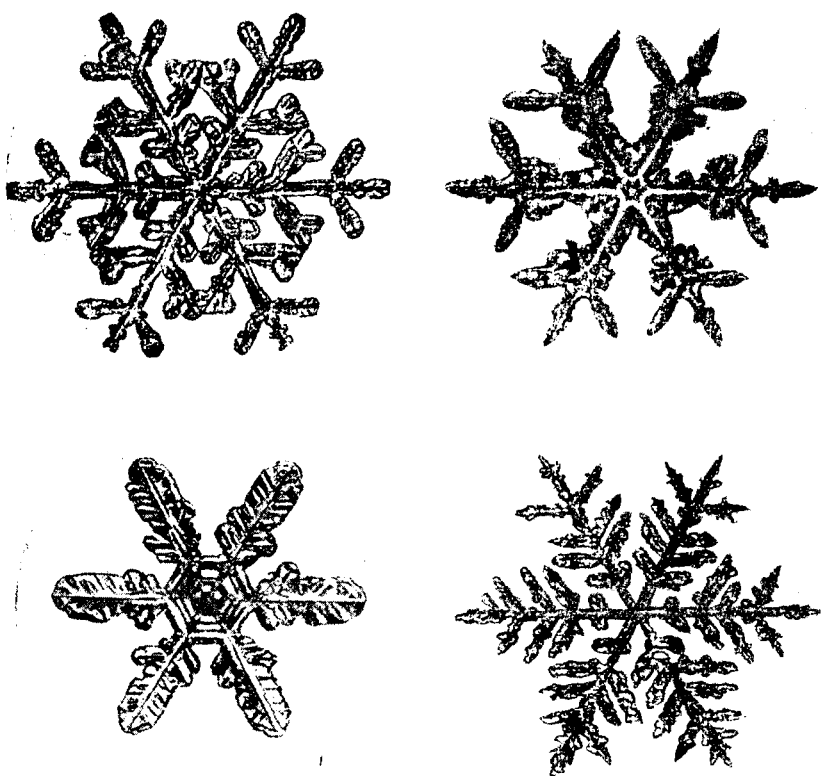


Рис. 83. Форма снежинок.

область, в которой концентрация растет по мере удаления от контура луча. Являются таким образом благоприятные условия для разветвления этих лучей и образуется сложная снежинка иодоформа (рис. 82с). Такое образование сложных кристаллических форм происходит лишь в том случае, если раствор, из которого выделяется кристалл, достаточно пересыщен. Если пересыщение слабое, то нарастание кристалла идет равномерно по всей периферии, и первоначальная шестиугольная пластинка, не изменяя своей формы, лишь увеличивается в размере. Вегенер полагает, что совершенно аналогично происходит образование снежинок в воздухе. Сначала образуется типичная форма ледяного кристаллика в виде шестиугольной пластинки. Если эта пластинка при своем падении попадает в такие слои, где водяной пар пересыщен, то являются условия, благоприятные для образования шестилучевой звезды, каждый из лучей которой может ветвиться, и таким образом получается сложная снежинка (рис. 83). Если образовавшаяся шести-

лучевая звезда попадает в слой воздуха, где пересыщение паров незначительно, то дальнейший рост ее идет более спокойно: на конце каждого луча образуется опять шестиугольная пластинка в виде фасетки. Таким образом по строению снежинки можно судить о тех слоях атмосферы, через которые проходила снежинка. К сожалению, учение о формах снежинок находится пока еще в начальной стадии развития.

Иногда наблюдателям удавалось проследить все стадии процесса нарастания снега. Так, Тиссандье во время воздушного поднятия 8 ноября 1888 года наблюдал внизу, у поверхности земли, большие хлопья снега; по мере поднятия шара хлопья уменьшались; на высоте 2100 м. аэронавты достигли места зарождения снега; воздух был прозрачен и виднелись лишь отдельные сверкающие на солнце ледяные кристаллики.

Ядра конденсации или ядра тумана. Для того, чтобы началось сгущение водяных паров, должно быть тем или другим путем достигнуто состояние насыщения. Выше нами была дана таблица упругости паров, насыщающих пространство при разных температурах. Там же было указано, что приведенные значения упругости паров соответствуют насыщению лишь над плоской поверхностью; упругость насыщающих паров над вогнутой поверхностью меньше, а над выпуклой больше, чем над плоской; приведенная выше формула показывает, что в присутствии выпуклой поверхности для насыщения пространства требуется тем большая упругость паров, чем меньше радиус кривизны этой поверхности. Принимая во внимание эти данные, нетрудно видеть, что при образовании росы, инея, изморози, сгущение водяных паров происходит на самой земной поверхности и, следовательно, для образования этих гидрометеоров достаточно, чтобы упругость паров соответствовала упругости насыщающих паров над плоской поверхностью. Иначе обстоит дело в том случае, если конденсация должна происходить не у поверхности земли, а в самой атмосфере, при образовании, напр., тумана или облаков. Для сгущения водяных паров в самом воздухе, необходимо присутствие небольших пылинок или каких-либо других частичек, на поверхности которых могли бы сгущаться водяные пары; такие твердые или жидкие частички называются ядрами конденсации или ядрами тумана. Чем меньше размеры этих частичек (в первом приближении можно считать их сферическими), тем большая требуется упругость водяных паров для образования элементов тумана или облаков: здесь уже недостаточно обычное насыщение среды водяными парами (т. е. насыщение, соответствующее плоской поверхности); здесь требуется пересыщение ее водяными парами и при том тем большее, чем меньше размеры ядер конденсации, имеющих в воздухе.

Еще Кулье путем опытов показал, что при разрежении и соответствующем охлаждении влажного воздуха под колоколом воздушного насоса, туман образуется лишь в том случае, если воздух содержит пыль; если воздух под колоколом очищен от пыли, то его можно пересыщать парами и тумана все же не будет. На основании опытов Кулье предполагалось даже, что при отсутствии пыли образование тумана и облаков вообще невозможно, возможна только конденсация на поверхности твердых тел.

Однако такое заключение оказывается не вполне правильным. Более тщательные и крайне интересные опыты Вильсона показали, что пересыщение влажного, освобожденного от пыли воздуха возможно только до известного предела; при более сильном пересыщении воздуха туман или облака могут образоваться и без пыли; ясно, что, кроме

пылинок, в воздухе должны существовать и другие ядра конденсации; так как для оседания водяного пара на этих ядрах требуется значительное пересыщение воздуха, указанные ядра, очевидно, значительно мельче пыли. Теоретические расчеты показывают, что при сильном пересыщении воздуха возможно оседание паров даже на молекулах воздуха; но для этого требуется 8-кратное пересыщение; такого сильного пересыщения в свободной атмосфере не наблюдается; если бы даже и образовалась небольшая капелька на отдельной молекуле, то она тотчас же испарилась бы. Необходимо поэтому допустить существование в атмосфере особых ядер конденсации или ядер тумана.

В нижних слоях атмосферы ядрами конденсации являются пылинки неорганического и органического происхождения, образующие атмосферную пыль; ядрами конденсации могут быть также разнообразные продукты, извергаемые вулканами, а также выделяемые при различных фабричных производствах; сюда же относятся частички соли, появляющиеся в атмосфере вследствие распыления в воздухе морской пены. Некоторые из указанных веществ, содержащихся в атмосфере, могут обладать гигроскопическими свойствами и вследствие этого давать начало облачным образованиям даже при относительной влажности, меньшей 100%. К таким гигроскопическим веществам относятся, напр., аммиак, соляная кислота, хлористый магний, обнаруживаемые в капельках дождя.

В более высоких слоях атмосферы обычной пыли уже почти нет; здесь ядрами конденсации служат твердые и жидкие частички иного происхождения. Опыты Вильсона показали, что такими ядрами могут быть наэлектризованные частички, так наз. положительные и отрицательные ионы; при этом на отрицательных ионах осаждение паров начинается при 4-кратном пересыщении, а на положительных ионах лишь при 6-кратном; на отрицательных ионах водяные пары оседают, следовательно, легче, чем на положительных.

Исследования Ленарда и Рамзауера обнаружили, что в атмосферном воздухе ядра тумана могут образовываться под действием крайних ультрафиолетовых лучей. В спектре солнечной радиации, достигающей земной поверхности, таких ультрафиолетовых лучей уже не обнаруживается, они целиком поглощаются более высокими слоями атмосферы, но в верхних слоях атмосферы они, повидимому, имеются. Эти ядра тумана образуются вообще из различных примесей аммиака, озона и проч., постоянно имеющих в воздухе. Под действием озона аммиак может давать азотнокислый и азотистокислый аммоний; здесь может образоваться также и перекись водорода. Однако химический состав таких ядер тумана пока еще не установлен. Электрические разряды, происходящие в атмосфере, также дают начало веществам, необходимым для образования ядер тумана. Исследования Эйткена показали, что некоторые примеси в атмосфере могут давать ядра тумана и под действием обычного солнечного света.

Присутствие ядер тумана в свободной атмосфере обнаружено Виганом при поднятии на воздушных шарах; указанные ядра тумана должны играть важную роль в образовании тумана и облаков в более высоких слоях атмосферы; они могут, кроме того, предохранять уже образовавшиеся облака от испарения.

Туманы. Нередко можно наблюдать над почвою, покрытой густой растительностью, особенно после дождя, или в сырых местах, к вечеру при ясной тихой погоде появление слоя тумана, расстилающегося белою пеленою. Этот так наз. **п о з е м н ы й т у м а н** происходит вследствие сильного лучеиспускания поверхности почвы и прилежащего

влажного слоя воздуха; охлажденный воздух оказывается пересыщенным влагой и водяные пары начинают выделяться в виде мелких капелек воды. В пасмурную погоду такие туманы обычно не образуются вследствие недостаточного лучеиспускания; не могут они также образоваться при сильных ветрах, так как последние рассеивают туман; кроме того, благодаря турбулентности, они перемешивают слои воздуха и препятствуют образованию весьма сильно охлажденного слоя воздуха.

Указанные туманы представляют собою обычное явление к вечеру на низких и болотистых местах; чаще всего образуются они осенью и весной. Осенью почва на небольшой глубине сравнительно еще теплая и благодаря испарению отдает значительное количество водяных паров воздуху; поэтому, как только поверхность почвы значительно охладится, уже начинает образовываться туман; ранней весной в тех случаях, когда за теплым, влажным днем наступает ясная, тихая, холодная ночь, также начинает появляться туман. Часто при этом, особенно зимою, наблюдается усиление тумана утром после рассвета, продолжающееся даже и после восхода солнца, пока наконец солнечная радиация не достигает значительного напряжения и не нагреет достаточно воздух и почву. Причиной такого усиления тумана может быть наделение воздуха частичками саж и некоторыми гигроскопическими частичками, выделяющимися утром во время топки печей. Возможно также, что и под действием солнечной радиации образуются новые ядра конденсации. В ясные зимние дни при господстве высокого давления нижние слои воздуха могут охлаждаться весьма сильно и давать начало зимним туманам, достигающим толщины в 200—400 м.

Туманы могут быть и иного происхождения; так, напр., над реками и озерами нередко образуются они следующим образом: пусть поверхность воды теплее прилегающих слоев воздуха; тогда поднимающиеся над испаряющейся водной поверхностью пары попадают в среду, имеющую более низкую температуру, и могут сгущаться, давая начало туманам. В некоторых местах такие туманы представляют собою обычное явление в течение всей осени и начала зимы; они прекращаются лишь после того как озеро или река замерзают и покрываются слоем льда; если лед ломается во время сильных холодов и более теплая вода выступает наружу, то весьма часто образуется туман; воздух при этом наполняется ледяными кристалликами и получается ледяной туман. На больших Канадских озерах иногда температура воздуха внезапно падает до -15° и ниже; если водная поверхность не покрыта льдом, то при таких морозах над озерами поднимаются большие столбы тумана; если при этом дует ветер, то массы тумана гонятся им на подобие дыма во время степных пожаров. Подобного рода туманы часто образуются и над теплыми морскими течениями.

Туманы могут образовываться и в том случае, когда теплый влажный воздух движется над сравнительно холодной поверхностью; тогда температура его понижается вследствие теплопроводности и смешения с оставшимися здесь и уже заранее охладившимися слоями воздуха. Если движущийся воздух находится в турбулентном состоянии, то охлаждение может распространиться на большую толщу воздуха и может получиться мощный слой тумана. Такой туман нередко образуется зимою, когда начинают дуть теплые ветры. Если ветры дуют от теплой воды к холодной, напр., от теплого Гольфштрема к холодному Лабрадорскому течению, то над последним образуется густой туман; аналогично образуются туманы, когда теплые морские ветры проходят над сушею, покрытой снегом.

Наконец туманы наблюдаются там, где имеют место два влажных воздушных течения или вообще воздушные массы, расположенные по соседству и имеющие различную температуру; при смешении таких масс воздуха происходит сгущение паров и образуются туманы. В полярных странах над морем, у берегов и на островах летом нередко образуются туманы, так как здесь часто встречаются в непосредственном соседстве открытая вода и ледяные массы.

Когда в теплых странах к берегу подходят холодные морские течения или когда у берегов, благодаря ветрам, дующим с суши, происходит сгон теплых поверхностных вод и выступают холодные донные воды, также могут образовываться частые и длительные туманы; такие туманы встречаются у северо-западных и юго-западных берегов Африки, у берегов Марокко, около мыса Гвардфуй, у Перуанских берегов, около Калифорнии и т. д.

Сухой туман. До сих пор мы рассматривали туманы, образующиеся в влажном, насыщенном парами воздухе. Но встречаются так наз. сухие туманы, имеющие совершенно иное происхождение: иногда они представляют собою дым от лесных, торфяных или степных пожаров; иногда образуются благодаря пыли, поднимающейся над степью и распространяющейся на значительные пространства. Такие туманы наблюдаются у нас на юге и юго-востоке Союза; распаханная почва степей дает возможность ветрам переносить значительные количества разрыхленного мелкозема; при этом нередко выдуваются и уничтожаются посевы на десятках и даже сотнях тысяч десятин. Это так наз. черные туманы или черные бури; при юго-восточных ветрах они отличаются большой сухостью воздуха и высокой температурой и могут губительно действовать на растительность. Бывают также туманы, состоящие из мелких спор грибов; такие туманы иногда сопровождаются массовыми повреждениями растительности грибами. Явление сухих туманов пока еще мало исследовано.

Городские туманы. Особый вид тумана образуют городские туманы, ограничивающиеся ближайшими окрестностями города; частичками, на которых сгущаются пары, являются при этом дым, кислоты и соли, выделяющиеся в городах, как продукты горения и фабричных производств. Такие частички нередко состоят из гигроскопических веществ и на них оседают водяные пары даже из ненасыщенного парами воздуха. Благодаря наличию в городских туманах значительного количества частичек угля, они принимают черный или желтый оттенок. Чаше всего появляются туманы над городом в ясные, холодные, тихие дни и особенно интенсивны и густы с 8—10 часов утра до полудня. В ясные, зимние дни, когда воздух почти насыщен водяными парами, над Лондоном почти постоянно наблюдается густой, черный туман; ранним утром город обычно окутан белым туманом; затем, благодаря топке миллионов очагов, в воздух выбрасываются огромные массы дыму и газов; как только они охладятся до температуры окружающего воздуха, на них начинают оседать водяные пары, а также уже ранее образовавшиеся мелкие капельки тумана. Благодаря городским туманам, значительно сокращается число часов солнечного сияния в городах. Так, напр., число часов сияния солнца с ноября по февраль составляет в Сити (центр Лондона) 96 часов, но уже в Кью (окраина города) 172 часа, в Истбурне за чертой города число часов солнечного сияния доходит до 268 часов. По мере роста города и развития фабричного производства, городские туманы усиливаются и становятся чаще; число дней с туманом в Лондоне за период 1871—1875 гг. было в среднем 50.8 дня в год, а за период 1886—1890 гг. уже 74.2 дня; указанное увеличение числа дней

с туманами приходится почти исключительно на зиму и осень. В Париже, по мере замены дров углем и при том не антрацитом, а бурым углем, значительно усилились и стали чаще наблюдаться туманы желтоватого цвета.

Облака; основные формы облаков. Облака, подобно туману, состоят или из мельчайших водяных капелек или ледяных кристалликов. Облака отличаются между собою своей структурой и внешними очертаниями. В настоящее время существует особая классификация форм облаков, данная Говардом и затем видоизмененная Эберкромби и Гильдебрандсоном, причем по международному соглашению установлено 10 главных типов облаков. Эти облака разделяются на 5 групп, причем в каждой группе различают резко очерченные облака и облака расплывчатой формы.

Резко очерченные формы:

Расплывчатый покров:

А. Высокие облака (средн. высота 9000 м.).

1. Перистые (Cirrus); около 10000 м. высоты; сокр. обозн. Ci.

2. Перисто-слоистые (Cirro-stratus); высота 7500 м.; сокр. обознач. Ci-St.

В. Средне-высокие (высота 3000—7000 м.).

3. Перисто-кучевые (Cirro-cumulus); высота 7500 м.; сокр. обознач. Ci-Cu.

5. Высоко-слоистые (Alto-stratus); высота 4000 м.; сокр. обозн. A-St.

4. Высоко-кучевые (Alto-cumulus); высота 4000 м.; сокр. обозн. A-Cu.

С. Низкие (средн. высота 2000 м.).

6. Слоисто-кучевые (Strato-cumulus); высота 2500 м.; сокр. обозн. St-Cu.

7. Дождевые (Nimbus); высота 1500 м.; сокр. обозн. Nb.

Д. Облака восходящих токов.

8. Кучевые (Cumulus); основание на высоте 1400 м.; вершина 1800 м.; сокр. обозн. Cu.

9. Грозовые (Cumulo-nimbus); основание на высоте 1400 м.; вершина от 3000 до 5000 м.; сокр. обозн. Cu-Nb.

Е. Поднятый туман.

10. Слоистые (Stratus); высота меньше 1000 м.; сокр. обозн. St.

Приведем краткую характеристику каждого типа облаков в отдельности:

1. Перистые облака (рис. 84) представляют собою отдельные нежные облака белого цвета, в виде волокон и перьев; эти облака могут иметь самую различную форму: иногда представляются в виде разветвленных волокон или перьев; иногда они имеют вид отдельных нитей или кистей, протянутых на голубом небе; иногда в виде полос, идущих по большим кругам, причем, вследствие перспективы, кажутся сходящимися в одной или двух противоположных точках горизонта.

2. Перисто-слоистые облака (рис. 85) представляют собою тонкую, белесоватую пелену, покрывающую нередко все небо; иногда на фоне белесоватого покрова более или менее отчетливо выделяется волокнистая структура; при этих облаках нередко вокруг солнца или луны заметны круги.

3. Перисто-кучевые облака (рис. 86) имеют вид мелких барашков; это—мелкие закругленные облака, без тени, расположенные группами или рядами.

4. Высоко-кучевые облака (рис. 87) имеют форму более крупных барашков; они представляют собою облака средних размеров, белого или серого цвета и располагаются группами или рядами; иногда они так сближены, что края их касаются между собою. Отдельные барашки в середине группы вообще толще и массивнее; по краям они дают более тонкие образования, приближающиеся к перисто-кучевым.

5. Высоко-слоистые облака представляют собою густой покров серого или синеватого цвета, через который солнце или луна просвечивают весьма слабо. Облака эти, как и предыдущая форма, могут вызывать вокруг солнца и луны цветные венцы, но кругов они не дают.

6. Слоисто-кучевые облака (рис. 88) состоят из шаровидных облаков или темных валов, покрывающих нередко, особенно зимою, все небо и придающих ему волнистый вид.

7. Дождевые облака или тучи (рис. 89) имеют вид плотных бесформенных масс с разорванными краями; из них обычно идет длительный дождь или снег.

8. Кучевые облака (рис. 90) представляют собою отдельные мощные облака, основание их плоское, горизонтальное, а вершины имеют вид куполов с нагроможденными иногда выступами. Если кучевые облака разрываются ветром и отдельные их части непрерывно изменяются, то получают разорванно-кучевые облака или Fracto-Cumulus (Fr-Cu).

9. Кучево-дождевые или грозовые облака (рис. 91) представляют собою мощные облачные массы в виде гор, башен, наковален, над которыми простирается вверху покров волокнистого строения, а внизу плавают облака, сходные с дождевыми.

10. Слоистые облака образуют однородный облачный слой в виде приподнятого тумана. Иногда слой этой разрывается ветром или вершиною горы; тогда их называют разорванно-слоистыми облаками или Fracto-Stratus (Fr-St).

Дополнительные формы облаков. В последнее время предложено большое количество обозначений для целого ряда облаков, не вполне подходящих под приведенную выше классификацию. Так, напр., Винцент различает семь видов кучевых облаков и девять видов высоко-кучевых. Рассмотрим некоторые дополнительные, наиболее характерные и часто встречающиеся формы облаков.

1. Волнистые облака. Выше мы уже останавливались на образовании этих облаков; они получаются на границе раздела двух слоев воздуха, имеющих различную плотность и движущихся один относительно другого. Они имеют вид параллельных волн или полос; если эти облака занимают значительную часть неба, то благодаря перспективе они кажутся сходящимися у горизонта. Волнистые облака встречаются почти во всех ярусах; их можно наблюдать в ярусе перистых, перисто-кучевых, высоко-кучевых и даже слоистых облаков. Облачные их полосы располагаются обычно перпендикулярно направлению господствующих на этой высоте ветров. Иногда образуются две системы таких облаков, перпендикулярных между собою. Наблюдения Потсдамской обсерватории показывают, что на высоте перистых облаков волны имеют в среднем длину в 553 м. (максимум 2200 м., минимум 80 м.) и на высоте перисто-кучевых и высоко-кучевых облаков средняя длина волны 339 м. (максимум 1650 м., минимум 35 м.).



Рис. 84. Перистые облака.

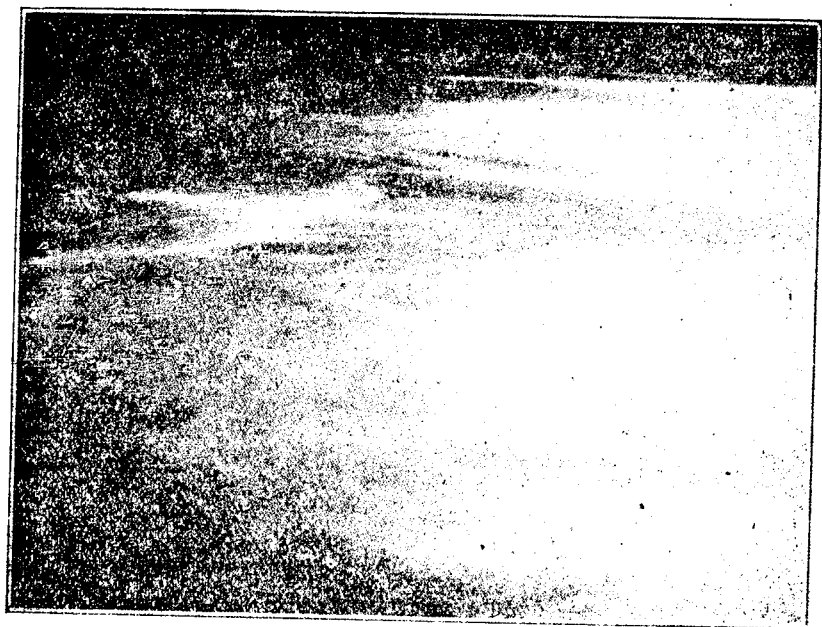


Рис. 85. Перисто-слоистые облака.



Рис. 86. Перисто-кучевые облака.

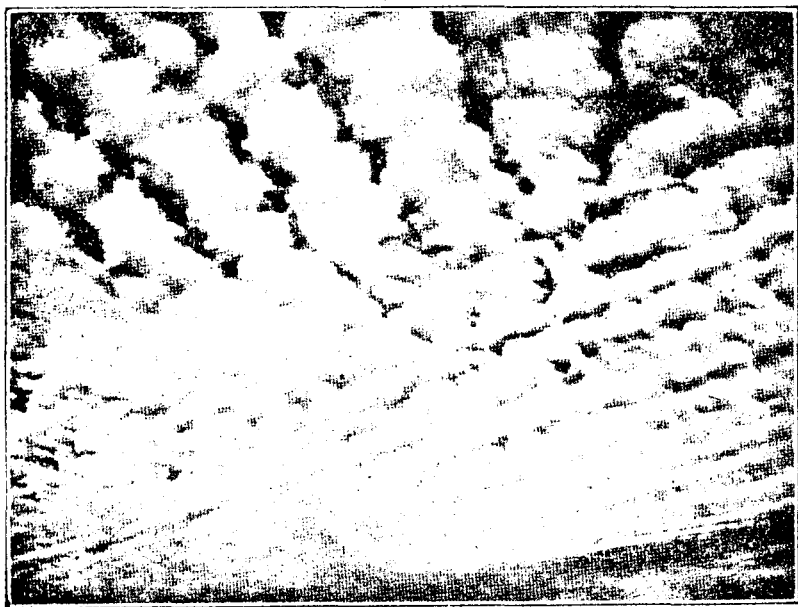


Рис. 87. Высоко-кучевые облака.



Рис. 88. Слоисто-кучевые облака.



Рис. 89. Дождевые облака.

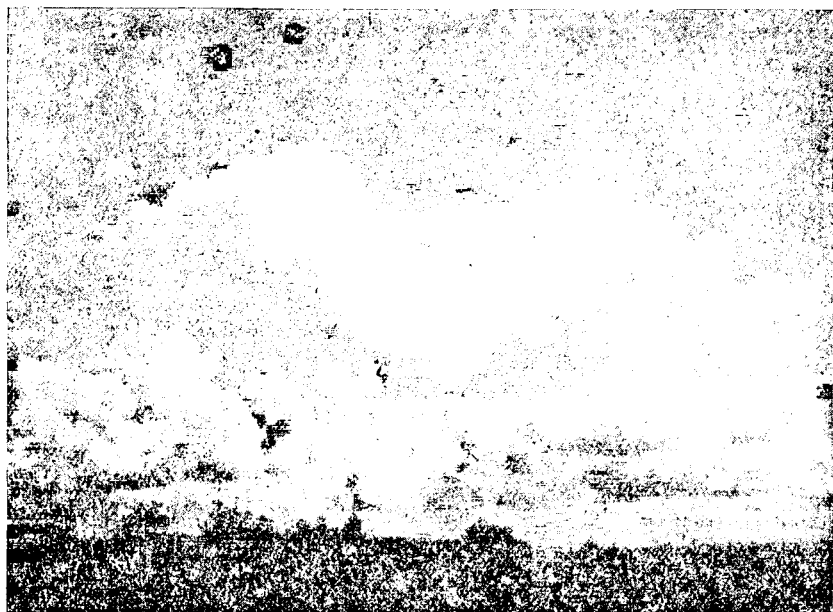


Рис. 90. Кучевые облака.



Рис. 91. Кучево-дождевые или, грозовые облака.

2. Чечевицеобразные облака (*Lenticularis*) (рис. 92) представляют собою тонкие, слоистого вида, облака; форма их вытянутая в виде линзы или чечевицы, принимающей иногда форму воздушного корабля или песчаных дюн. Образуются они очень часто при поднятии воздушных течений над большими возвышениями. Иногда замечается, так сказать, обратная форма этих облаков: в однообразной, ровной пелене образуется просвет в виде вытянутой чечевицы; иногда наблюдается и тот и другой вид облаков одновременно. Вытянутая сторона таких облаков направлена обычно перпендикулярно ветру; края их слабо очерчены и как бы разорваны. При внимательном наблюдении за таким облаком можно заметить, что в то время, как



Рис. 92. Чечевицеобразные облака.

в наветренной стороне образуются небольшие облачка, у противоположной стороны такие облачка отделяются от главной массы и быстро испаряются. Эти небольшие облачка движутся относительно главной массы, тогда как последняя в течение долгих часов остается неподвижной. Главной причиной чечевицеобразных облаков являются особые условия местности, преимущественно перемежающиеся горы и долины. Эти облака наблюдаются в различных ярусах, главным образом, в ярусах перисто-кучевых, высоко-кучевых и высоко-слоистых облаков.

Иногда указанные облака имеют на горах вид вымпела, как бы прикрепленного к горе.

3. Покрывалообразные перистые облака (*Cirrus*-Карреп) и ложные перистые облака образуются над вершинами больших кучевых и грозовых облаков; первые представляют собою как бы тонкое белое покрывало из волокнистой ткани; к краям они принимают форму перистых облаков, так наз. ложных перистых облаков;

наблюдаются они преимущественно на высоте 3—4 км., но иногда достигают 10 км. высоты. Ложные перистые облака не представляют устойчивой формы и быстро переходят или в высоко-кучевые или высоко-слоистые. Появление их указывает на наличие быстрого роста грозового облака и на возможность грозы или ливня.

4. Динамические кучевые облака наблюдаются в виде высоко кучевых облаков, причем отдельные массы их получают вид обычного кучевого облака в уменьшенном размере; продолжительность их существования обычно невелика и их появление часто остается незамеченным. Условия их образования аналогичны образованию кучевых облаков, но процесс восходящих течений возникает здесь не у земной поверхности, а на высоте 3—4 км. Условиями, благоприятными для их развития, являются большое содержание водяных паров в этом слое и значительное падение температуры с высотой. Солнечная радиация поглощается водяными парами, содержащимися в этом слое, и нагревает отдельные массы воздуха, наиболее насыщенные парами. Начинаются восходящие токи, сопровождающиеся сгущением водяных паров, и образуются динамические кучевые облачка. Сами по себе облачка эти не могут достигнуть значительной степени развития, так как быстро испаряются в верхних более сухих слоях атмосферы. Однако, они могут играть большую роль во время роста обычных кучевых облаков; как только кучевые облака при своем развитии достигают этого слоя, они получают здесь дополнительный приток энергии. Кучевое облако, медленно развивавшееся до этого момента, начинает быстро развиваться в громадное грозовое облако, и иногда в течение нескольких десятков минут небо, покрытое небольшими кучевыми облаками, завлакивается огромными грозовыми облаками, дающими начало ливню и грозам.

Иногда облака эти принимают вид высоко-кучевых облаков, с наростами вверху в виде ряда небольших башен. Это так наз. *A-Cu Castellatus*.

5. Вымеобразные облака (*Mammato-cumulus*) представляют собою видоизменения высоко-слоистых, кучево-дождевых или слоисто-кучевых облаков; характерным для них является то, что у нижней поверхности образуются выпуклости, в виде полушарий, обращенных вниз. Летом они наблюдаются преимущественно в тылу грозового облака, когда грозовые явления начинают ослабляться. Образование их Эберкромби объясняет следующим образом: если восходящие течения, дающие начало облакам с плоским основанием и выпуклой вершиною, внезапно прекращаются, тогда нижние части облака начинают опускаться и дают таким образом выпуклости, обращенные вниз. Причиной прекращения восходящих токов может быть образование температурной инверсии в нижней части облака, следствием которой является устойчивое состояние этих слоев и прекращение восходящих токов.

Облачные системы. Наблюдения над облачностью показывают, что обычно облака занимают обширные пространства и застилают весь видимый горизонт; облачные пространства нередко разбиты на отдельные части более или менее крупными просветами, но эти части связаны между собою в одно целое, называемое облачной системой; исключение представляют лишь облака, имеющие местное значение; напр., туман и кучевые облака. Облачные системы могут достигать значительных размеров; так, согласно французским наблюдениям, они охватывают половину и более всей территории Франции. Структура отдельных частей одной и той же облачной системы далеко

неоднородна: в разных частях ее величина и степень утолщений облачных масс, а также просветов далеко неодинакова. Несмотря на такую неоднородность, все же можно подметить известные закономерности в строении облачных систем. Наблюдения Добровольского во время антарктической экспедиции (под 71° ю. ш.) привели его к заключению, что чаще всего максимум облачного материала имеет место в середине облачной системы, откуда он уменьшается вперед и назад, причем уменьшение в первом направлении идет медленнее, чем во втором; значительно реже наблюдается максимум в передней части и отсюда постепенно уменьшается назад; само собой разумеется, что количество масс уменьшается также и в направлениях вправо и влево. В облачные системы нередко вкраплены области осадков, имеющие продолговатую форму.

Облачные системы обычно перемещаются, но сохраняют при этом свои очертания и взаимное расположение отдельных частей; перемещаются они, следуя общей циркуляции, господствующей в соответствующих ярусах атмосферы. В зависимости от размеров облачной системы и скорости ее перемещения, прохождение ее над какой-либо станцией может продолжаться иногда до нескольких дней.

Главная масса облачных систем, наблюдающихся в умеренных широтах, циклонического происхождения (см. ниже о циклонах и антициклонах); циклонические облачные системы сопровождаются продолжительными дождями и бурями; движутся они с юго-запада, запада или северо-запада на северо-восток, восток или юго-восток. Реже наблюдаются в наших широтах грозовые облачные системы, сопровождающиеся обильными осадками в виде грозовых дождей; наблюдаются они преимущественно в теплое время года.

Изучение облачных систем имеет большое практическое значение в деле предсказания погоды и в последние годы привлекает к себе большое внимание метеорологов.

Причины образования облаков. Рассмотрим, каковы причины образования облаков.

1. Облака восходящих токов. Кучевые облака обязаны своим происхождением восходящим токам; на них мы и остановимся раньше всего. Кучевые облака образуются вследствие динамического охлаждения влажного воздуха, который, благодаря большому содержанию тепла и значительному количеству водяных паров, имеет стремление подниматься вверх и проникать в более или менее покоящиеся верхние воздушные слои; нижние основания облака совпадают с местом начала сгущения водяных паров. Чем суше воздух, чем относительная влажность его меньше, тем выше лежит основание облака. Так как на сравнительно близких расстояниях термические и гигрометрические условия приблизительно одинаковы, то и высота, на которой начинается конденсация, будет в соседних точках одинакова; вследствие этого нижняя граница облака, образуемого восходящим потоком, приближается к горизонтальной. С поднятием воздуха вверх, толща облака постепенно растет; однако восходящий поток имеет сравнительно ограниченное горизонтальное сечение, при движении вверх боковые массы его, под влиянием трения о соседние неподвижные слои воздуха, замедляются в своем движении и должны отставать от центральной части потока. Вследствие этого облако растет в центральной своей части быстрее, чем по краям; в результате получается типичная куполообразная форма с резко ограниченным горизонтальным основанием. Перед быстро

двигающейся вверх облачной массой воздух также начинает подниматься и если влажность воздуха близка к насыщению, то в этих слоях могут образоваться динамические кучевые облака и высоко-кучевые облака типа *Castellatus*. По краям кучевых облаков могут действовать процессы смешения и в результате могут получиться ложные перистые облака.

Кучевые облака нередко образуются над пожарами, напр., над большими степными пожарами в сухое время года в тропической Африке, а также при вулканических извержениях; в первом случае атмосферные водяные пары поднимаются вместе с нагретым воздухом, во втором случае—источником водяных паров является самый очаг вулкана.

В летнее время года при теплой и влажной погоде, когда нижние слои воздуха сильно нагреты и падение температуры с высотой велико, вертикальные токи достигают значительной силы; массы воздуха при своем поднятии проходят не только дождевую стадию, но и стадии града и снега. При таких мощных токах продукты конденсации водяных паров могут оставаться и при температурах ниже 0° в жидком, переохлажденном состоянии; при наличии здесь также и твердых продуктов конденсации, создаются условия, благоприятные для образования града. В результате развиваются мощные кучево-дождевые облака, сопровождающиеся сильными ливнями и градом; иногда такие облака начинаются на высоте 2—3 км., тогда как вершины их простираются до 10 и более км.; таким образом вертикальная толща облаков может достигать значительных размеров.

До сих пор мы рассматривали свободные восходящие токи; в горных странах могут также развиваться и вынужденные восходящие течения; пусть, напр., дует влажный ветер, который встречает на своем пути горную цепь; в таком случае происходит вынужденное поднятие воздуха вдоль склонов гор; верхняя часть склонов покрывается равномерным облачным слоем, имеющим вид слоистых облаков; такой облачный слой может спускаться и по другую сторону горы, наподобие водопада; однако, благодаря нисходящему течению, облачный слой на некоторой высоте исчезает вовсе. Такие слоистые облака Меллер называет пассивными; иногда они достигают большой мощности и выделяют вверху кучевообразные вершины; последние образуются в том случае, когда, вследствие освобождающегося скрытого тепла сгущения, воздушный ток получает новые запасы энергии для своего поднятия. Даже и в том случае, когда ветер дует с моря или озера на берег, над сушей иногда образуются облака; происходит это вследствие того, что воздушные массы, вследствие значительного трения над сушей, замедляются в своем движении и должны вследствие этого замедления подниматься вверх.

Вынужденные поднятия воздушных масс могут происходить и следующим образом: пусть теплые и влажные южные течения встречаются на своем пути холодные воздушные течения, дующие с севера и востока; при этом граница раздела этих воздушных масс имеет обычно вид наклонной поверхности; в этом случае теплые течения начинают подниматься вдоль этой поверхности и в результате дают начала облачным образованиям; нередко таким образом получают обширные пространства, занятые дождевыми облаками, из которых выпадают осадки.

Интересный случай вынужденного поднятия теплых воздушных масс имеет место во время шквалов: иногда теплые воздушные течения южного

или юго-западного направления встречаются на своем пути с холодными западными или северо-западными течениями; последние, как более холодные и плотные, внедряются снизу, в виде обширного клина, под теплые массы воздуха и заставляют их подниматься вверх. В результате поднятия и охлаждения теплого воздуха получается длинная полоса облаков типа кучевых; эта полоса нередко пересекает весь небесный свод. Облака эти сопровождаются прерывистыми осадками, достигающими иногда силы ливня; получаются так наз. шквалистые дожди.

2. Слоистые облака. Причины образования слоистых облаков пока мало изучены; повидимому, разнообразные формы слоистых облаков могут быть различного происхождения. Слоистые облака могут, повидимому, образоваться под влиянием восходящих токов, хотя бы и самых слабых, если при этом на некоторой высоте имеет место температурная инверсия. Такая инверсия создает на этой высоте устойчивое состояние равновесия и задерживает вертикальные токи, процессы конденсации ограничиваются сравнительно небольшой вертикальной толщей, и облака распространяются в горизонтальном направлении. В дневные часы верхняя граница слоистых облаков нагревается под действием солнечной радиации; нагревание передается лежащим над ними воздушным массам; последние становятся теплее ниже лежащих слоев; таким образом может происходить усиление температурной инверсии, которое ведет к дальнейшему накоплению влаги в облачном слое и к увеличению плотности слоистых облаков.

В сильные морозы в нижних слоях атмосферы наблюдается легкая дымка тумана; она не может развиваться в слоистое облако вследствие большой сухости воздуха. Но если затем ветер меняет направление и вверху начинается приток более влажных масс воздуха, небесный свод нередко затягивается густой пеленой слоистых облаков. В холодные зимние ночи, а иногда и в летние, если нижние слои воздуха обладают значительной влажностью, нередко после ясной погоды небо завлакивается слоистыми облаками; причина таких облаков — сильное излучение влажного воздуха и значительное его охлаждение, особенно если более высокие слои сухи и теплопрозрачны.

Возможно также происхождение слоистых облаков, вследствие смешения двух слоев воздуха, близких к насыщению и имеющих различную температуру. На границе раздела обоих слоев будет происходить смешение, которое, как мы видели, сопровождается сгущением водяных паров. Если при этом имеют место достаточной силы ветры, создающие турбулентное состояние атмосферы, то смешение воздушных слоев может охватить значительную толщу. Вообще сгущение это невелико, оно не может повести к сколько-нибудь значительным осадкам, но оно достаточно для образования облаков слоистой формы; так как количество сгущающихся паров зависит от той пропорции, в которой смешиваются различные массы воздуха и она может быть в различных местах различной, то образующиеся на большом протяжении слоистые облака могут отличаться в различных своих частях плотностью и формой. Подобного рода смешение возможно в различных ярусах атмосферы и может поэтому давать начало слоистым облакам в различных ярусах атмосферы.

В то время, как нижняя поверхность слоистых облаков остается гладкой и спокойной, верхняя их поверхность никогда не бывает ровной; внешний вид ее напоминает волны, медленно и постепенно

изменяющие свои очертания. Иногда на верхней поверхности слоистого облака обнаруживаются отпечатки особенностей конфигурации находящейся под ним земной поверхности. Нередко можно наблюдать это над руслами рек, налагающими свой отпечаток со всеми деталями в изгибах и разветвлениях, особенно при слабых ветрах и небольшой толщине облаков. Точно также над возвышенностью получается уплотнение облака с наветренной стороны, благодаря восходящим токам, и разрежение с подветренной стороны, благодаря нисходящим течениям; позади иногда образуется даже пространство, свободное от облаков. т. н. окно; воздухоплаватель, попадающий в такое окно, испытывает сильное снижение, вследствие нисходящих токов в этом месте.

Слоистые облака отличаются вообще своей малой вертикальной мощностью (всего лишь несколько сотен метров), но они охватывают нередко значительные площади. Иногда при продолжительной пасмурной погоде слоистые облака располагаются последовательными вертикальными ярусами, отделенными один от другого свободными и прозрачными слоями воздуха.

Рассмотренные только что условия происхождения слоистых облаков приводят к заключению, что слоистые облака должны образовываться преимущественно в ночные часы, а также в холодное время года, что и подтверждается наблюдениями.

Выше мы рассмотрели условия происхождения волнистых облаков; они представляют собою облака в виде ряда параллельных облачных полос, разделенных между собою более или менее широкими просветами ясного неба. Если в каком-нибудь месте поверхности раздела двух слоев ветер изменяет свое направление, то может образоваться новая система волн, имеющая другое направление; благодаря этой новой системе волн, ранее образовавшаяся система полос может распасться на части и повести к облакам в виде барашков; если эти барашки образуются на высоте 3—4 км. и достаточно мощны, то получают высоко-кучевые облака; на более значительных высотах образуются точно также перисто-кучевые облака. Заметим, что если описываемый нами процесс происходит на высоте 1—2 км., то образующиеся волны, длиною в несколько км., не могут не оказывать влияния на скорость ветра у земной поверхности; ветер под гребнями волн должен ослабляться, а под долинами усиливаться; таким образом может происходить периодическая смена скорости ветра, наблюдаемая обычно во время шквалов. При воздушных течениях над неровностями земной поверхности образуются нередко стоячие воздушные волны, подобно волнам на поверхности реки, текущей по скалистому дну. Эти волны могут также давать начало облачным образованиям на гребнях с соответствующими просветами в долинах. Таково, повидимому, происхождение чечевицеобразных облаков.

3. Слоисто-кучевые облака. Вообще причины образования этой формы облаков недостаточно изучены. Наиболее простое и ясное объяснение их образования дает П. А. Молчанов, которому мы и будем следовать. Как указано выше, нижняя поверхность обычных слоистых облаков оказывается гладкой и однородной; атмосферный воздух находится при этом в спокойном состоянии и над облаками не замечается значительных изменений в ветре. Но иногда нижняя поверхность слоистого облака покрывается волнообразными неровностями в виде валов и отдельных рваных облаков; все это указывает на наличие бурного состояния облачного слоя, обусловленного теми или

иными причинами. Слоистые облака принимают форму слоисто-кучевых. Как показывают наблюдения, слоисто-кучевые облака нередко располагаются под слоем максимальной скорости ветра; выше и ниже его скорость ветра уменьшается. Быстро несущийся в этом слое воздух втягивает в себя воздушные массы как сверху, так и снизу. Верхние массы при этом опускаются и динамически нагреваются, тогда как нижние массы, втягиваясь в этот слой, должны постепенно подниматься и охлаждаться, давая начало самому облачному слою. Сталкивающиеся здесь поднимающиеся и опускающиеся воздушные потоки создают бурное состояние атмосферы, и облачные образования принимают более или менее неправильную форму, что и наблюдается обычно в слоисто-кучевых облаках.

В переходные времена года, весною и осенью, нередко неровности слоистого облака усиливаются в одних местах и облако здесь уплотняется и становится более темным; в других местах оно разрежается, светлеет и даже совершенно расходуется; иногда такие неровности настолько резко развиты, что получаются отдельные кучевые образные облака (*Cu-formis*). Такая форма облаков является переходной от слоистых к кучевым; это вполне соответствует и названию этих облаков — слоисто-кучевые.

4. Перистые облака. Остановимся теперь на образовании перистых облаков. Как мы видели, перистые облака нередко наблюдаются в верхних слоях атмосферы над очагами осадков и гроз—над мощными кучевыми и кучево-дождевыми облаками. Мощные восходящие течения, по мере поднятия вверх, ослабевают; в верхних слоях они постепенно растекаются и распространяются во все стороны; атмосферный воздух на этих высотах отличается малой влажностью и низкой температурой; вследствие этого облачные массы при своем распространении постепенно разрушаются; однако, если здесь имеют место слабые восходящие токи, то могут получаться мелкие облака с округленными контурами—перисто-кучевые облака; если же растекание воздушных масс сопровождается нисходящими течениями, то разрушающиеся при этом облака принимают волокнистую структуру, характерную для перистых и перисто-слоистых облаков.

Гильдебрандссон объясняет следующим образом происхождение перистых облаков над грозовыми: когда вершина грозового облака проникает в верхние холодные и сухие слои воздуха, то на верхней поверхности облака происходит быстрое испарение облачных масс; образовавшиеся при этом пары, попадая в весьма холодные слои воздуха тотчас же сгущаются здесь в виде ледяного тумана, давая начало легким перистым облакам. Таким образом, условия образования этих облаков такие же, как и при образовании тумана в сильно охлажденном воздухе над открытым, более теплым морем или озером. Благодаря сильному растеканию воздушных масс в верхних слоях над очагами гроз и осадков, ледяной туман быстро распространяется на значительную площадь в виде перисто-слоистых облаков. Кроме того, на этих высотах по большей части господствуют сильные воздушные течения и облачный слой, подхватываемый ими, направляется далеко вперед, иногда на сотни км. Таково происхождение, как ложных перистых облаков, так и обычных настоящих перистых облаков над обширными областями барометрических депрессий или циклонов (см. ниже).

Часто перистые облака не связаны непосредственно с очагами осадков, а образуются на небе самостоятельно, независимо от дождевых

или грозových облаков. Они могут образовываться иногда на поверхности раздела двух слоев воздуха, имеющих различную температуру, или вследствие смешения воздушных масс или вследствие развития воздушных волн. Повидимому, они могут образовываться и в том случае, когда теплые влажные течения встречаются в верхних слоях атмосферы с холодными массами воздуха, движущимися в другом направлении; тогда последние вытесняют вверх более теплые массы воздуха; в результате такого вынужденного поднятия могут, по мнению Клерка, получиться перистые облака.

По мнению Шоу, перистые облака образуются над тропосферой в области субтропосферы (переходной области от тропосферы к стратосфере), вследствие понижения давления в центре барометрической депрессии или циклона; понижение давления сопровождается здесь расширением и охлаждением воздуха и дает начало образованию перистых облаков.

Высота и скорость движения облаков. Высота облаков определяется помощью угломерных приборов, причем из двух пунктов, расстояние между которыми тщательно измерено, определяют угловую высоту и азимут какой-либо определенной части облака и на основании этих данных вычисляют высоту облака. В последнее время применяется одновременное фотографирование облаков из двух концов базисной линии, а также измерения помощью оптических дальномеров. Для ночных измерений очень удобен способ В. В. Кузнецова: вертикальный световой пучек прожектора освещает определенную часть облака; на некотором точно измеренном расстоянии от прожектора наблюдатель измеряет высоту этой части облака над горизонтом; высота облака в этом случае определяется как катет прямоугольного треугольника, в котором известен другой горизонтальный катет (расстояние от наблюдателя до прожектора) и прилежащий к нему острый угол (угол высоты освещенной части облака над горизонтом). Для определения направления и скорости движения облаков применяются разного типа нефоскопы.

Среди этих нефоскопов очень удобен и получил широкое распространение нефоскоп или стрелка Бессона. Он состоит из длинного вертикального стержня, к верхнему концу которого прикреплен горизонтальный стержень, оканчивающийся на одном конце стрелкой и снабженный 7 вертикальными зубцами; в нижней части к вертикальному стержню прикреплен горизонтальный кружок (лимб), разделенный через каждые 10° ; стержень может поворачиваться вокруг своей оси. Для наблюдения над направлением и скоростью движения облаков вертикальный стержень устанавливают так, чтобы стрелка была направлена навстречу движению облака; направление движения облака отсчитывается по лимбу, для чего против лимба имеется неподвижный указатель, укрепленный к столбу. Для определения скорости движения облака, помощью секундомера отсчитывают время прохождения какой-либо точки облака между отдельными зубцами горизонтального стержня. Из таких отсчетов нетрудно получить угловую скорость движения облака; умножая ее на высоту облака, найдем линейную скорость.

Большой интерес представляют наблюдения над высотой облаков, поставленные по международному соглашению в 1896—97 г.г. в разных пунктах земного шара. Ниже приведенная таблица дает нам среднюю высоту облаков для различных мест в летнее и зимнее время. Из этой таблицы нетрудно, видеть, что высота

облаков вообще летом больше, чем зимою; с увеличением широты средняя высота облаков понижается; некоторые отклонения от этого правила объясняются тем, что форма облаков не всегда может быть точно определена.

Средняя высота облаков в км.

	Слуцк (60° с. ш.).		Потсдам (55½° с. ш.).		Трапп (49° с. ш.).		Манилла (14° с. ш.).	
	Лето.	Зима.	Лето.	Зима.	Лето.	Зима.	Лето.	Зима.
Ci	8.8	8.7	9.0	8.3	8.9	8.5	11.1	10.6
Ci-St	8.1	7.1	9.0	8.1	7.9	5.9	13.0	11.6
Ci-Cu	4.6	6.0	6.4	6.2	5.8	5.6	6.8	6.4
A-St	—	—	4.2	3.0	3.8	3.8	4.3	3.9
A-Cu	3.1	3.2	4.0	4.0	3.7	4.3	5.7	4.6
St-Cu	1.9	1.5	2.2	1.4	1.8	1.6	1.9	2.3
Nb	—	—	1.8	1.3	1.1	1.1	1.4	1.5
Cu-Nb (вершина)	4.7	—	4.0	4.7	5.5	3.9	6.5	3.1
Cu (вершина)	2.4	1.6	2.1	1.7	2.2	2.4	1.8	1.8
Cu (основание)	1.6	1.1	1.4	1.0	—	—	—	—
Fr-Cu	2.2	—	1.7	1.0	1.4	1.4	—	—
St	0.8	1.0	0.7	0.6	0.9	—	1.1	—

В отдельных случаях высота облаков колеблется в широких пределах. Приведем наибольшие и наименьшие значения высот для тех же станций:

Наибольшие и наименьшие высоты облаков.

	Слуцк.		Потсдам.		Манилла.	
	Наибольшие.	Наименьшие.	Наибольшие.	Наименьшие.	Наибольшие.	Наименьшие.
Ci	11.7	4.7	12.7	4.8	20.5	5.1
Ci-St	10.1	3.3	11.9	4.3	17.1	6.9
Ci-Cu	7.2	2.2	9.9	2.6	11.2	3.3
A-Cu	7.8	1.4	7.4	1.1	8.0	2.9
Cu-Nb (вершина)	6.6	2.9	8.8	1.4	—	—
Cu (вершина)	5.7	0.8	4.8	0.6	—	—

Хотя облака могут образовываться на любой высоте (в области тропосферы), но имеются ярусы атмосферы, в которых они образуются наиболее часто. Если всю атмосферу разбить на ярусы толщиной в 400 м. каждый, то можно различить 5 ярусов, в которых облака встречаются наиболее часто. От поверхности земли вверх повторяемость облаков быстро растет и около 1600 м. достигает максимума (первый ярус); выше 2000 м. наблюдается быстрое уменьшение повторяемости облаков и лишь на высоте, несколько большей 4 км., наблюдается новый максимум (второй ярус). Далее вверх до 8 км. повторяемость облаков вообще малая и лишь на высоте около 6.5 км. замечается некоторое увеличение повторяемости (третий ярус). Интересно отметить, что область перистых облаков разделяется на 2 яруса, на высоте 8 (четвертый) и 10 км. (пятый ярус). В тропических странах наблюдается еще шестой ярус на высоте 12.0—12.4 км.

В то время, как средняя высота верхних облаков не изменяется заметно в течение суток, низкие облака могут значительно изменять

свою высоту. Так., напр., кучевые и кучево-дождевые облака обнаруживают заметное увеличение высоты в течение дневных часов, продолжающееся иногда до вечера; объясняется это тем, что в дневные часы нижние слои воздуха вообще суше и восходящие массы воздуха должны подняться значительно выше для того, чтобы началось сгущение водяных паров и образование облаков. Наблюдения в Потсдаме показали, что основание кучевых облаков повышается в течение дня на 1 км., вершина — на 1.4 км. и толщина облака растет на 0.4 км. То же наблюдается и для других мест.

Мощность облаков может быть вообще весьма значительной. Так, напр., еще Барраль и Биксио во время поднятия 27 июля 1850 года прошли слой облака из переохлажденных капелек толщиной в 5 км.; во время воздушного поднятия над Берлином 11 мая 1894 года воздухоплаватели прошли на высоте 1750—5000 м. слой снеговых облаков, от 5000 до 5700 м. — облако из ледяных кристаллов; на высоте 5700—7750 м. они встретили тончайшую ледяную пыль; таким образом мощность облака составляла 6 км. Лей приводит случай, когда облако имело мощность почти в 10 км.

В настоящее время имеется целый ряд наблюдений над скоростью движения облаков; эти наблюдения позволяют судить о скорости ветра на соответствующих высотах. Следующая таблица дает нам скорость движения различных видов облаков летом и зимою:

Скорость движения облаков в м./сек.

	П о т с д а м.		Т р а п п.		М а н и л л а.	
	Лето.	Зима.	Лето.	Зима.	Лето.	Зима.
Ci	21	25	23	23	13	13
Ci-St	20	24	23	19	16	16
Ci-Cu	18	23	23	27	3	3
A-St	11	16	15	18	—	19
A-Cu	11	16	13	14	11	4
St-Cu	9	12	9	11	4	8
Nb	11	13	10	16	—	6
Cu-Nb (вершина)	9	28	14	—	—	—
Cu (вершина)	8	10	10	12	—	—
Cu (основание)	6	14	9	12	—	—
Fr-Cu	7	12	8	11	—	—
St	7	10	10	10	—	—

Зимою скорость движения облаков вообще больше, чем летом, несмотря на то, что соответствующая высота их меньше. Скорость движения изменяется с широтою: с уменьшением широты она сначала растет приблизительно до 40° широты, затем к экватору она снова уменьшается. Причина такого распределения скорости движения облаков тесно связана с общей циркуляцией атмосферы (см. ниже). Скорость движения облаков вообще увеличивается с высотой, независимо от их формы, и только в среднем слое, в котором образуются преимущественно слоистые облака, замечается некоторое ослабление скорости ветра.

Приведем небольшую табличку, характеризующую максимальную скорость движения облаков, наблюдавшуюся в разных местах для главных видов облаков:

Наибольшие скорости движения облаков.

	Усала.	Вашингтон.	Манилла.	Голубые горы.
Ci . . .	68 м/сек.	80 м/сек.	71 м/сек.	103 м/сек.
A-Cu . . .	39 "	54 "	16 "	50 "
Nb . . .	12 "	13 "	12 "	25 "
St-Cu . . .	34 "	33 "	14 "	25 "

Скорость движения облаков, особенно перистых, может быть чрезвычайно большой; в отдельных случаях она превосходит скорости ветра во время сильнейших тропических штормов.

Наблюдения над направлением движения облаков позволяют, в свою очередь, судить о направлении движения воздуха в разных слоях атмосферы.

Однако, вопрос о направлении и скорости движения облаков тесно связан с воздушными течениями в верхних слоях атмосферы, которым посвящены дальнейшие главы.

Суточный и годовой ход повторяемости облаков различной формы и их географическое распределение. Наблюдения показывают, что различные виды облаков обнаруживают тот или иной суточный ход их повторяемости; при этом повторяемость выражается в ‰ всего числа наблюдений за данный срок. Так, слоистые облака обнаруживают суточный ход с максимумом в утренние часы и минимумом в послеполуденное время. Особенно резко выражен он для кучевых и кучево-дождевых облаков: в Англии максимум повторяемости первых (43.2‰) имеет место в 1 час дня, вторых (23.1‰) в 3 часа дня; минимум повторяемости тех и других наблюдается в 1 час ночи, причем для первых он равен 0.5, а для вторых 1.9‰. Для остальных форм облаков суточный ход несколько отличается от суточного хода для кучевых облаков, а именно: минимум повторяемости приходится на час ночи; максимум же повторяемости разбивается на два: утренний и вечерний, причем оба эти два максимума разделены некоторым понижением повторяемости в послеполуденные часы.

Что касается годового хода повторяемости различных видов облаков, то он обнаруживает большое сходство с суточным ходом: максимум для слоистых облаков имеет место зимою, минимум — летом; для кучевых облаков максимум летом, минимум — зимою; в наших широтах настоящих кучевых облаков зимою вообще не наблюдается; перистые облака зимою наблюдаются редко, летом — значительно чаще, при этом максимум повторяемости приходится скорее не на лето, а на весну.

Географическое распределение различных форм облаков различно, причем распространение слоистых и кучевых облаков прямо противоположное: в то время, как наибольшая повторяемость слоистых облаков имеет место в полярных странах, максимум повторяемости кучевых облаков приходится на тропические страны. Повторяемость слоистых облаков над морями и берегами больше, чем над континентами; напротив того, кучевые облака чаще образуются над континентами, чем над морями. Перистые облака, подобно кучевым, чаще наблюдаются в тропических странах, к полюсам — повторяемость их уменьшается. В тропических странах обычная форма облаков — кучевые; нередко над их вершинами наблюдаются перистые и перисто-слоистые облака.

В средних широтах, особенно над морями, чаще всего образуются слоисто-кучевые и перисто-слоистые облака; далее к полюсам кучевые и аналогичные им формы облаков почти вовсе не наблюдаются; в полярных странах имеют место, главным образом, слоистые облака, переходящие в туманные образования.

Облачность. Степень облачности или просто облачность определяется наблюдателем по субъективной оценке отметками от 0 до 10, причем 0 обозначает вполне ясное небо, 1 обозначает, что 0.1 неба закрыто облаками, 2 обозначает, что 0.2 неба закрыто облаками и т. д., 10 обозначает полную облачность, т. е. все небо закрыто облаками. В настоящее время на метеорологических станциях оценивают отдельно верхнюю и нижнюю облачность.

Суточный и годовой ход облачности. Как мы видели выше, повторяемость отдельных видов облаков имеет различный суточный ход; вследствие этого общая облачность дает сложный суточный ход. Как туман, так и слоистые облака, обнаруживают максимум повторяемости ночью и утром; в то же время кучевые облака и другие родственные им виды облаков, происходящие вследствие восходящих течений, обнаруживают максимум в послеполуденные часы. Вследствие этого замечается тенденция к развитию двух максимумов облачности. одного — утром, другого — в послеполуденные часы. В более холодное полугодие, когда наиболее частой формой облаков являются слоистые облака, в суточном ходе должен преобладать утренний или дополуденный максимум; напротив, в более теплое полугодие преобладают кучевые и аналогичные им облака, и следовательно, в суточном ходе должен преобладать послеполуденный минимум.

Рассмотрим теперь годовой ход облачности. Годовой ход облачности вообще параллелен ходу осадков, но иногда имеют место и исключения. Различают несколько типов годового хода облачности:

1) Для океанов, расположенных в высоких широтах, летом наблюдается наибольшая облачность и почти постоянные туманы; объясняется это тем, что сравнительно теплый воздух приходит в соприкосновение с морской поверхностью, покрытой льдом, вследствие чего и получают частые туманы: значительная облачность имеет место летом и над северными морями, свободными от льда; зимою, при более сильных ветрах, облачность сравнительно меньше. Так, для океана под 70° с. ш. максимум в июле 8.5, минимум в декабре 6.6; средняя облачность 7.5.

2) В высоких широтах внутри континентов наблюдается обратный годовой ход облачности; так, для восточной Азии под широту 56° максимум приходится на июль (6.2) и минимум на январь (3.1); средняя годовая облачность равняется 4.9.

3) В умеренных широтах, в местах с климатом не резко континентальным максимум имеет место зимою, минимум — летом; напр., для южной части СССР максимум в феврале (6.8), минимум в августе (3.4), средняя облачность 5.3; для средней части СССР максимум в ноябре (7.9) и минимум в августе (4.7); средняя облачность 6.7. Зимою здесь наблюдаются низкие слоистые облака, летом — смешанная облачность.

4) На горах зимою облачность наименьшая, в конце весны или в начале лета — наибольшая; малая облачность зимою объясняется тем, что в это время образуются преимущественно низкие слоистые облака, не достигающие вершин гор.

5) В субтропической зоне облачность вообще малая, особенно летом; так, напр., в восточной части Средиземного моря, под широту 34° ,

максимум облачности (4.9) в январе, минимум (1.1) в июле; средняя годовая облачность всего лишь 3.0.

6) У восточных берегов континентов при наличии муссонных ветров (летом ветры с моря, зимою—с суши) наибольшая облачность получается летом, наименьшая—зимою. Так, для Бенгалии под 23.5° с. ш. максимум (8.5) в июле, минимум (1.8) в феврале, средняя годовая облачность 4.5; в этих местах годовой ход облачности выражен чрезвычайно резко.

7) В экваториальной части облачность в течение всего года велика, причем на суше максимум наблюдается в июле, минимум—в январе; напр., в Камеруне

Д. Я. Ф. М. А. М. И. И. А. С. О. Н. Д.

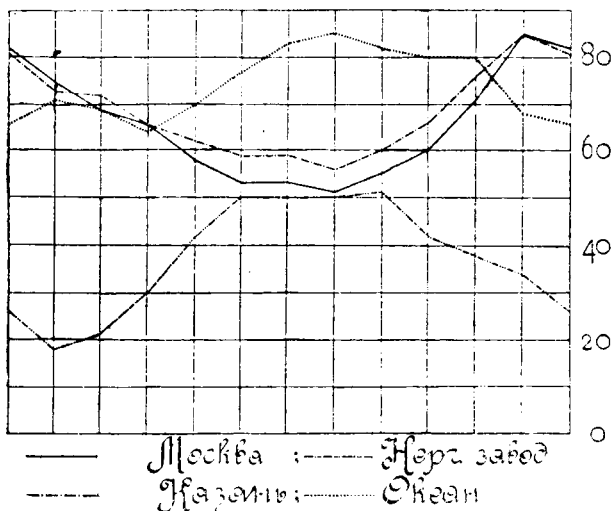


Рис. 93. Годовой ход облачности.

в Камеруне (западная часть Африки) под широту 3° максимум облачности в июле (8.9), минимум в январе (5.4); средняя годовая облачность 7.4; над океанами вблизи экватора наблюдается противоположный годовой ход.

Рисунок 93 дает нам годовой ход облачности для океана (тип 1), Нерчинского завода (тип 2), Москвы и Казани (тип 3). Вообще, как видно из приведенных примеров, годовой ход облачности отличается большим разнообразием для разных частей земной поверхности.

Распределение облачности на земной поверхности. Облачность распределяется на земной поверхности вообще неравномерно; характер распределения облачности обусловлен общей циркуляцией воздушных течений в атмосфере, причем главную роль играют восходящие течения в экваториальной зоне, создающие здесь повышенную облачность, и нисходящие течения под 30°—35° сев. и южн. широты, дающие значительное понижение облачности в этих местах; кроме того, существенное влияние оказывает неравномерное распределение суши и океанов. Для суждения о распределении облачности проводят на картах линии одинаковой облачности, так наз. изоневфы; карты изоневф были построены Тейссеран-де-Бором. Карты эти показывают, что наибольшая облачность наблюдается в более высоких широтах над морями и у морских берегов, особенно у западных берегов континентов; в средних широтах она уменьшается и достигает минимума под 30° северной и южной широты; затем опять увеличивается к экватору. В высоких широтах облака, вследствие малого содержания паров, вообще менее плотны и расположены в нижних слоях атмосферы.

Наибольшая средняя облачность имеет место в Северном и Белом морях, а также в Южном Ледовитом океане. Так, в восточной части Кольского полуострова (маяк Сосновец) средняя годовая облачность составляет 8.8, а в ноябре и декабре 9.4. Наименьшая средняя облачность оказывается в Ассуане (Верхний Нил); она равна здесь 0.5; в от-

дельные же месяцы в Ассуане, а также в других пунктах пустынь она понижается даже в среднем за месяц до 0.

По Аррениусу средняя облачность распределяется следующим образом по широтам:

Распределение облачности по широтам.

70° с. ш.	5.0	Экватор.	5.8
60° "	6.1	10° ю. ш.	5.7
50° "	4.8	20° "	4.8
40° "	4.9	30° "	4.6
30° "	4.2	40° "	5.6
20° "	4.0	50° "	6.6
10° "	5.0	60° "	7.5

Согласно исследованиям А. М. Шенрока, в СССР наибольшая облачность зимою составляет 8 у берегов Балтийского и Белого морей; наименьшая облачность наблюдается в северо-восточной Азии, где она зимою равна 3; в Монголии она опускается даже до 2. Летом наибольшая облачность наблюдается на Новой Земле, а именно 7.5, наименьшая в западном Туркестане—всего лишь 1.

Следует иметь в виду, что числа, выражающие среднюю облачность, могут сильно отличаться от наиболее часто встречающихся значений облачности. В то время, как для целого ряда метеорологических элементов средние значения большею частью представляют и наиболее часто повторяющиеся значения данного элемента, для облачности такого совпадения обычно нет; так, напр., в средней полосе СССР зимою чаще всего бывают или совершенно ясные или совершенно пасмурные дни и наиболее повторяющаяся облачность таким образом соответствует 0 и 10; средняя облачность, равная 6—7, встречается сравнительно редко.

В отношении облачности различают: 1) ясные дни, когда сумма значений облачности, отсчитанная за три срока наблюдений, меньше 6; 2) пасмурные дни, когда те же суммы облачностей больше 24, 3) все остальные дни являются днями с переменной облачностью. Наблюдения показывают, что в северной и средней Европе преобладают переменные и пасмурные дни, первые—в более теплое полугодие, вторые—в более холодное; в области Средиземного моря преобладают переменные и ясные дни. В западной Сибири зимою преобладают пасмурные дни, тогда как в восточной Сибири они очень редки. В тропических странах, как над континентами, так и над океаном, в течение всего года преобладают переменные дни. На берегах Белого моря за весь год наблюдается только 25 ясных дней, в западной Азии 110, а в Киргизских степях число ясных дней доходит до 140; в то же время на Баллом море имеем 184 пасмурных дня, в Киргизских степях 56 и на севере Гоби всего лишь 48 пасмурных дней.

Продолжительность солнечного сияния. В тесной связи с облачностью стоит продолжительность солнечного сияния, определяемая помощью записей гелиографа. В Европе годовая сумма часов солнечного сияния колеблется между 1150 часами для северной Шотландии и 2900 часами для Мадрида. Обычно выражают продолжительность солнечного сияния в процентах возможного числа часов сияния; таким образом для северной Шотландии имеем 26% и для Мадрида 66%. На Британских островах продолжительность сияния в среднем составляет 30%, в Германии 38%, в Италии 52%; в субтропических широтах процент продолжительности солнечного сияния еще больше; так, напр.,

в Кимберлее (Южная Африка) он равен 74%, причем в июле повышается до 85%; в Каире в среднем годовом 69%, причем в августе он равен 85%. В дождливой части экваториальной зоны продолжительность солнечного сияния снова уменьшается.

С увеличением высоты места над уровнем моря, продолжительность солнечного сияния большею частью уменьшается; так, на горе Бен-Невис в Шотландии она равна 16%, на Зоннблике 34%, тогда как внизу больше 40%. Горные долины (Давос в Швейцарии) дают повышение продолжительности сияния; объясняется это отсутствием здесь осенних и зимних туманов. Большие города дают уменьшение продолжительности солнечного сияния, вследствие обилия здесь тумана и пыли. Так, в центре Лондона (Сити) она составляет только 23%, тогда как на окраине Лондона (Кью) равна 31%; в Гамбурге всего 28%, а в окрестностях 35%; особенно велико понижение продолжительности солнечного сияния в городах зимою.

Рассмотрим, каков должен быть суточный ход солнечного сияния для средних широт. В зимнее время облачность вообще больше в утренние часы; солнечная радиация лишь постепенно разрушает продукты ночной конденсации водяных паров; вследствие этого дополуденная продолжительность сияния зимою меньше, чем послеполуденная и максимум сияния приходится на послеполуденные часы. Летом, напротив того, солнечная радиация вызывает восходящие токи, сопровождающиеся увеличением облачности в послеполуденные часы; вследствие этого летом в средних широтах продолжительность солнечного сияния до полудня больше, чем после полудня, и наибольшая продолжительность сияния приходится на дополуденные часы. Изложенные положения распространяются и на другие широты; при этом положения, относящиеся к зимнему полугодию средних широт, применимы к полярным и более высоким широтам в течение всего года, и, обратно, положения, относящиеся к летнему полугодию средних широт, могут быть распространены на весь год для нижних широт.

Что касается годового хода, то продолжительность солнечного сияния изменяется вообще обратно облачности.

ГЛАВА XI.

Осадки

Образование дождя. После того, как в облаке образовались мельчайшие капельки, при дальнейшем процессе сгущения они постепенно растут и наконец становятся настолько крупными, что выпадают в виде дождевых капелек. Иногда можно наблюдать дождь и при отсутствии облаков, при ясном небе; такие дожди вообще слабы и кратковременны; точно также иногда во время сильных холодов при ясном небе начинает падать редкий и мелкий снег. В этих случаях, повидимому, водяные пары непосредственно сгущаются в крупные капельки или снежинки, минуя промежуточную стадию облаков; происхождение таких осадков пока еще остается невыясненным. Если облака находятся на значительной высоте и нижние слои воздуха отличаются сухостью, то падающие капельки дождя могут на своем пути испаряться и не достигать поверхности земли; действительно, нередко можно наблюдать под облаками серые дождевые полосы, не доходящие до земной поверхно-

сти; под влиянием ветра полосы эти обычно принимают косое направление.

В природе можно наблюдать все переходы от тумана и облака к дождю; такие переходные стадии встречаются нередко при поднятии на горы или во время воздушных полетов. Вверху наблюдается туман или облако, состоящее из мельчайших водяных капелек; такой туман иногда даже не смачивает находящиеся в нем предметы. Далее вниз туман становится плотнее, капельки в нем настолько велики, что уже смачивают предметы—туман делается мокрым; еще ниже капельки тумана становятся настолько крупными, что можно различать отдельные капельки, падающие вниз; далее уже идут облака, из которых идет дождь большей или меньшей интенсивности.

Таким образом в природе мы можем наблюдать все переходные стадии от тонкого облака и тумана до плотного облака, изливающего интенсивный дождь. Однако до сих пор еще совершенно не выяснены причины роста и слияния капелек от мельчайших частичек несмачивающего тумана до крупных дождевых капель. Повидимому, большое влияние оказывают при этом электрические процессы, совершающиеся в атмосфере. Весьма вероятно, что рост капелек возможен лишь в том случае, если в облаке имеются капельки различных размеров. Мы уже знаем, что упругость насыщающих паров около мелких капелек должна быть больше, чем около крупных; допустим, что упругость паров в облаке как раз соответствует упругости насыщения для больших капелек; в таком случае малые капельки будут испаряться и оседать на более крупных. Весьма возможно, что условия конденсации водяных паров в различных частях облака неодинаковы и что вследствие этого в облаке имеются более плотные части с более крупными каплями. Возможно также, что излучение тепла в верхних частях облака благоприятствует сгущению водяных паров; в таком случае здесь могут образовываться более крупные капли; крупные капельки начинают падать, встречают на своем пути более мелкие и сливаются с ними. Повидимому, капельки одинакового размера могут сталкиваться между собою и сливаться вместе, давая начало более крупным каплям. Этим можно объяснить интересный факт, отмечаемый Дефантом и Беккером, что веса наиболее часто встречающихся в одном и том же дожде капелек относятся между собою, как

$$1 : 2 : 3 : 4 : \dots$$

Однако, в этом отношении число 3 встречается редко, числа 5 и 7 почти отсутствуют вовсе и веса наиболее часто повторяющихся капелек находятся в отношении

$$1 : 2 : 4 : 8 \text{ и т. д.}$$

Исследования Келера приводят к заключению, что капельки дождя по своим размерам таковы, что образование их можно объяснить последовательным слиянием попарно капелек облака; точно также от слияния попарно мелких капелек дождя могут образоваться и более крупные дождевые капли. Анализ дождевой воды показывает, что одна из групп капелек обязана своим происхождением ядрам конденсации, состоящим из частичек морской соли; природа ядер конденсации, дающих начало другим группам, пока не выяснена. Исследования Келера и других весьма ценны для физического обоснования процессов образования дождя, но они нуждаются в дальнейшем развитии и проверке.

Размеры капелек. Размеры капелек одного и того же дождя могут быть самые различные: от 0.5 до 5 мм. в диаметре. Тяжелые капли падают значительно быстрее, чем легкие; поэтому в начале грозового дождя замечают обыкновенно падение крупных капель. В прежнее время существовало преувеличенное мнение о размерах капелек при тропических ливнях. Визнер показал путем опыта, что дождевые капельки не могут быть тяжелее 0.2 гр. и диаметр их не может быть больше 7 мм. Если более крупная капля падает вниз, то, пройдя всего около 20 м., она разбивается на части, причем вес каждой части не может превышать 0.2 гр. Во время сильнейшего дождя на острове Яве Визнер определил средний вес капли 0.16 гр. или 6.7 мм. в диаметре; согласно наблюдениям в австрийских Альпах, наибольший вес капелек составляет 0.12—0.13 гр. при диаметре в 6 мм. При обыкновенном дожде вес капли не превышает 0.065 грамма.

Для изучения величины капелек Дефант и Беккер применили следующий метод: капли дождя падают на пропускную бумагу, известным образом обработанную; здесь они расплываются в виде кружков; по величине этих кружков можно судить о размере капелек.

Большой интерес представляет также вопрос о содержании воды в облаке. Измерения Конрада и др. показали, что в самых плотных облаках содержится от 5 до 8 гр. воды на м.³ облака; при этом содержание воды в виде паров обычно больше жидкой части облака. Если допустить, что радиус каждой капли равен 0.001 см., то среднее число капелек, содержащихся в каждом см.³ облака, составляет 1000. Вагнер показал, что содержание воды в тумане сильно колеблется в зависимости от густоты тумана. Если густота тумана такова, что через него можно видеть предметы на расстоянии:

25 м., то в 1 м.³ содержится 4.5 гр. воды.

30 " " " " 3.3 " "

50 " " " " 1.6 " "

Гемфрис дает следующую табличку, характеризующую размеры капелек, скорость их падения и содержание воды в м.³ для различных случаев осадков:

	Интенсивность осадков в мм./час.	Диаметр капель в мм.	Скорость па- дения в м./сек.	Количество воды в мгр./м. ³
Туман средний	—	0.01	0.003	6.0
" сильный	0.05	0.1	0.25	55.5
Дождь моросящий	0.25	0.2	0.75	92.6
" легкий	1.00	0.45	2.00	138.9
" средний	4.00	1.0	4.00	277.8
" сильный	15.00	1.5	5.00	833.3
" очень сильный	40.00	2.1	6.00	1851.9
Ливень	100.00	3.0	7.00	5401.4

Состав и температура дождевой воды. Дождевые капельки при своем падении нередко увлекают с собою различные примешанные к воздуху частички, особенно пыль, а также в городах дым, частички угля и сажи. В Италии и в Альпах нередко дождь приносит с собою пассатную пыль из северной Африки; иногда дождь содержит пыль цветущих хвойных растений и представляет собою как бы «сер-

ный» дождь. Реже наблюдаются «кровавые» дожди, содержащие различные вещества растительного происхождения, поднятые в воздух. На берегах морей осадки содержат небольшие количества морской соли.

В дождевой воде содержатся и постоянные примеси в виде некоторых окислов азота, аммиака; зимою осадки вообще богаче азотистыми соединениями. Так, наблюдения в Монсури (в Париже) дают в среднем на литр дождевой воды 2.0 mgr. азота в виде аммиака и 0.7 mgr. в виде азотной кислоты; при этом в январе на 1 литр приходится 3.7 mgr. аммиака и в июле 1.5; содержание азотной кислоты не обнаруживает годового хода. Таким образом один кв. метр почвы получает благодаря дождю в среднем за год 1.09 гр. аммиака и 0.39 гр. азотной кислоты. Вообще в различных местах содержание азота в дождевой воде оказывается различным, но в среднем аммиака содержится приблизительно втрое больше, чем азотной кислоты. В городах содержание аммиака в дождевой воде вообще больше. Так, напр., в Англии и Шотландии, вдали от городов, аммиака в литре дождя содержится 0.70 mgr. и азотной кислоты 0.15 mgr., тогда как в городах соответствующие значения достигают 3.7 и 0.26 mgr.

Анализы дождевой воды в Ленинграде обнаружили, что здесь при западных ветрах, благодаря соседству моря, в литре осадков содержится до 19.32 mgr. хлора, а при южных ветрах до 39.92 mgr. серной кислоты, попавшей в воздух вследствие сжигания каменного угля на фабриках и заводах.

Снег содержит большее количество азотистых соединений, нежели дождь; в то время, как в литре дождя в среднем содержится 1.5 mgr. азотистых соединений, в тумане 4.4, в снеге и инее 7.5 mgr. В тропических странах содержание азотной кислоты в дождевой воде значительно больше, чем в средних широтах; здесь количество ее в среднем составляет 2.2—2.7 mgr. на литр, доходя иногда до 12—16 mgr.; в то же время содержание аммиака в тропических дождях почти такое же, как и в наших дождях, а именно, в среднем 1.6 mgr. на литр воды. Объясняется это тем, что в тропических странах имеют место значительно более частые и мощные электрические разряды, сопровождающиеся образованием окислов азота.

В общем приток азотистых соединений, приносимых дождем, сравнительно невелик; напр., во Франции на гектар приходится в среднем 11 кгр., в Париже 15 кгр. и в Англии 10 кгр.

Температура дождевой воды мало отличается от температуры воздуха; в среднем температура ее несколько ниже. Особенно резко отличается температура осадков от температуры воздуха при выпадении дождя с градом; так, в Потсдаме 19 августа 1894 года температура воздуха была 11.4°, тогда как дождь имел 2.3°. По наблюдениям Пассерини, в теплое время года (июнь—сентябрь) температура дождя в среднем на 3.1° ниже температуры воздуха, в переходное же время года (май, октябрь и ноябрь) на 1.1°.

Градины и их образование. Градины представляют собою ледяные массы весьма различных размеров, от горошины до крупного яйца и больше. Форма их также отличается большим разнообразием; однако, чаще всего они имеют сферическую и яйцеобразную форму. Но иногда они принимают форму конуса, основание которого закруглено, а также форму чечевицы или пластинок; иногда они выпадают в виде кусков льда неправильной формы (рис. 94). Нередко на поверхности большой градины замечаются наросты или гнезда в виде хорошо

развитых ледяных кристаллов гексагональной формы, иногда же градина покрыта целым рядом неправильно развитых кристаллов.

По большей части структура градин следующая: внутри имеется непрозрачное белое ядро, напоминающее крупу, и вокруг него идет ряд более или менее прозрачных ледяных оболочек; последние нередко содержат пузырьки воздуха, придающие им в соответствующих местах беловатый цвет. Согласно наблюдениям Траберта, вполне развитая градина содержит три различных сорта льда: снегообразное ядро, концентрические ледяные оболочки и периферическую часть в виде кристаллических наростов или гнезд. Величина градин также чрезвычайно различна; иногда они представляют собою мелкие шарики, иногда доходят по размерам до лесного ореха, голубино и, в

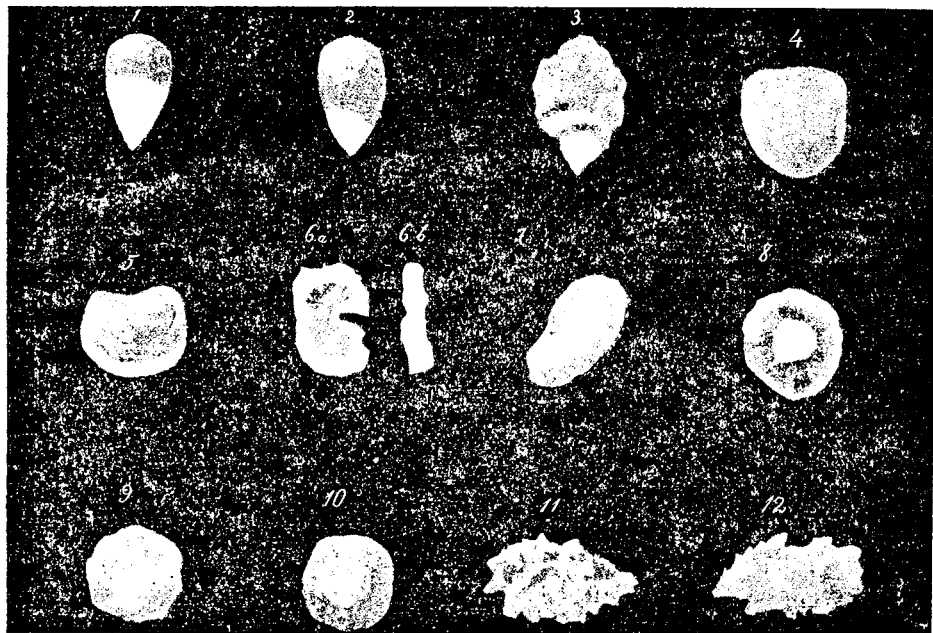


Рис. 94. Форма градин.

исключительных случаях, даже куриного яйца. Наблюдались градины, вес которых достигал килограмма, а диаметр 10—15 см.

Град выпадает преимущественно в более теплое время года и при том в дневные часы; чаще он бывает в местах с теплым климатом; в тропических странах град выпадает преимущественно в местах, расположенных значительно выше уровня моря.

Вопрос о происхождении градин остается еще далеко невыясненным. Во всяком случае причиной их образования являются мощные восходящие токи, сопровождающиеся конденсацией значительных масс водяных паров. Для этого нижний слой воздуха должен быть сильно нагрет и содержать большое количество водяных паров; это подтверждается наблюдениями: град выпадает в теплое время года и при том чаще всего в послеполуденные часы, когда воздух наиболее нагрет и содержание паров в нем велико. Весьма важным для объяснения происхождения града является тот факт, что водяные капельки могут оставаться в атмосфере в переохлажденном состоянии при температурах -10° и ниже; этот факт установлен

непосредственными наблюдениями. Переохлажденные капельки оказываются довольно устойчивыми и отвердевают лишь при соприкосновении с ледяными иглами; при этом, благодаря скрытой теплоте плавления, температура повышается до 0° и часть воды остается в жидком состоянии. Если ледяные кристаллики медленно опускаются из верхних перисто-слоистых облаков в части облака, содержащие переохлажденные капельки воды, то при соприкосновении с ледяными кристалликами переохлажденные капельки замерзают; обладая большой массой, образовавшиеся кусочки льда начинают падать быстрее; встречающиеся на пути переохлажденные капельки оседают на них, и градина растет все более и более. Ядро градин образуется в тех слоях облака, где одновременно имеются ледяные кристаллики и переохлажденные капельки; ядро, повидимому, и представляет собою комплекс ледяных кристалликов, связанных между собою переохлажденными и затем замерзшими капельками воды. Образовавшееся ядро проходит затем через средние слои облака, содержащие лишь переохлажденные капельки; при соприкосновении с ядром эти капельки оседают на нем в виде отдельных оболочек. Далее градина попадает в нижний слой облака, содержащий обычные капельки тумана при температуре несколько выше 0° ; эти капельки оседают на ядре в виде водяных капелек, которые затем замерзают в виде кристаллических придатков на поверхности градины, имеющей достаточно низкую температуру.

Для объяснения значительных размеров градин допускают, что, благодаря сильным вихревым движениям в градовом облаке, градины при своем падении могут подхватываться и увлекаться вверх восходящими течениями и при этом движении могут продолжать расти. Возможно также, что частые разряды, наблюдающиеся в градовом облаке, способствуют слиянию между собою переохлажденных водяных капелек, а также росту градин.

Крупа. Крупа обычно выпадает в виде круглых, белых, непрозрачных ледяных шариков; величина их очень различна и может доходить по размерам до горошины, диаметром в 2—5 мм. Крупа выпадает обычно при ветреной шквалистой погоде и идет в течение короткого промежутка времени, после чего начинается снег. Она выпадает главным образом весной (март, апрель), иногда и в мае при возвратах холода; сравнительно реже бывает крупа осенью. Условиями, благоприятными для выпадения крупы, является нагретая почва и температура ниже 0° на небольшой высоте над почвою; в виду этого крупа чаще выпадает в дневные часы. В горах крупа нередко наблюдается и летом; обычно при этом она сопровождается грозой. Крупа, как указано выше, образуется из хлопьев снега, которые при беспокойной погоде, при порывах ветра, часто меняющих направление, скатываются в белые непрозрачные шарики; она может также состоять из нескольких снежинок, связанных между собою переохлажденными, а затем замерзшими капельками воды. Вообще крупа представляет собою начальную стадию развития града, причем ядра градин имеют такую же структуру, как и крупа.

Наблюдения над количеством выпадающих осадков. Количество выпадающих осадков измеряется толщиной выпавшего слоя воды на горизонтальную поверхность, причем толщина слоя выражается в мм. Количество твердых осадков также измеряется толщиной слоя воды, получающегося после их таяния. Для измерения количества осадков служат дождемеры. Дождемер представляет собою цилиндрический цинковый сосуд, отверстие которого имеет строго определенную площадь

(на наших станциях 500 см.²); для того, чтобы площадь этого отверстия оставалась неизменной, верхний край дождемера снабжен отточенным массивным медным кольцом. Осадки, собираемые этим дождемером, измеряются помощью особого стеклянного цилиндра, на котором нанесены деления, соответствующие числу мм. осадков, собранных дождемером. Однако, такой дождемер не дает точного количества осадков, так как часть их идет на смачивание стенок дождемера; кроме того, даже и при небольшом ветре имеет место выдувание осадков; происходит это вследствие того, что над отверстием дождемера образуются воздушные вихри; часть осадков увлекается вихрями и не попадает в дождемер; эта часть тем больше, чем сильнее ветер и чем

мельче капельки дождя; особенно она велика в случае снега. Во избежание этой потери, применяются так наз. Ниферовы защиты в виде опрокинутого вниз усеченного конуса, внизу почти плотно охватывающего дождемер; верхними краями он лежит в одной плоскости с отверстием дождемера. Отклоняя своими краями поток движущегося воздуха вниз и ослабляя образующиеся вихри над дождемером, защита Нифера предохраняет в значительной мере дождемер от выдувания осадков. Рис. 95 дает общий вид дождемера с защитой (слева — запасной дождемерный сосуд). Дождемер должен быть установлен вдали от строений, деревьев и других высоких предметов, которые могут оказывать влияние на его показания; с другой стороны, дождемер должен быть до некоторой степени защищен от сильного выдувания осадков ветром; вслед-

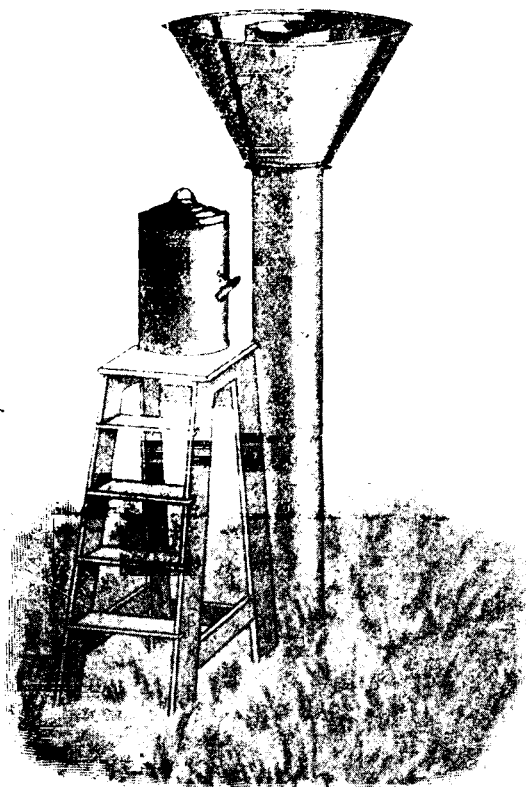


Рис. 95. Дождемер.

ствие этого в открытых степях и на берегах морей, кроме защиты Нифера, устраивается дополнительная защита в виде забора.

Имеются также и самопишущие дождемеры, так наз. омбрографы или плювиографы.

Суточный ход осадков. Суточный ход осадков представляет собою довольно сложное явление; число станций, для которых наблюдался суточный ход, ограничено и периоды наблюдений пока еще недостаточно длительны; в виду этого, для более точного выяснения суточного хода осадков необходимы дальнейшие наблюдения. Имеющийся материал наблюдений обнаруживает, что большею частью всюду в течение суток имеются два максимума и два минимума, иногда же замечается и третий максимум и минимум; в некоторых же случаях вовсе не замечается правильного суточного хода. Здесь мы рассмотрим лишь главные

типы суточного хода, установленные Ханном; будем при этом брать среднее количество осадков за двухчасовые интерваллы и выражать их в процентах среднего суточного количества осадков за целые сутки.

1) Береговые станции. Для сравнения возьмем среднее для 6 береговых станций, расположенных в самых различных местах земного шара (Валенсия, Триест, Токио, Гонконг и проч.). Береговые станции дают простой суточный ход с максимумом осадков ночью или утром и минимумом после полудня:

Максимум	Минимум	Амплитуда
9.86% (4—6 ч. у.)	7.40% (Пд.—2 ч. д.)	2.46%.

Заметим при этом, что если бы осадки были распределены равномерно в продолжение всех суток, то для двухчасового интервала приходилось бы 8.30% осадков.

Открытый океан дает, повидимому, простой суточный ход с максимумом около полуночи и минимумом вскоре после полудня.

2) Континентальные станции средних широт. Наиболее распространенный тип дают континентальные станции средних широт (Слуцк, Берлин, Прага, Вена и др.); здесь обнаруживается двойной суточный ход с главным максимумом после полудня, с главным минимумом между полуночью и 4 час. утра; кроме того, наблюдаются вторичный максимум ранним утром и вторичный минимум между 8 час. утра и полуднем. Это—континентальный внетропический тип. В среднем имеем:

Максимумы	Минимумы	Амплитуда
11.00% (4—6 ч. д.); 7.80% (6—8 ч. у.)	7.00% (Пн.—2 ч.я.); 7.20% (8—10 ч.у.)	4.00%.

Здесь суточный ход выражен резче, чем на береговых станциях, причем амплитуда почти вдвое больше.

3) Тропические станции. Если взять среднее для тропических станций (Калькутта, Симла, Батавия и проч.), то получим двойной суточный ход с максимумами после полудня (главный) и ранним утром и с минимумами около полуночи и поздним утром (главный):

Максимумы	Минимумы	Амплитуда
14.00% (2—4 ч. д.); 7.10% (2—4 ч. в.)	5.50% (8—10 ч.у.); 6.20% (Пн.—2 ч.в.)	8.80%.

Суточный ход выражен здесь еще резче, причем амплитуда почти в 4 раза больше, чем для береговых станций. Особенно резко выражен суточный ход для горных местностей экваториального пояса; так, напр., для Сан-Хозе на Коста-Рике:

Главн. максимум	Главн. минимум	Амплитуда
29.20% (4—6 ч. в.)	0.70% (8—10 ч. у.)	28.50%.

Таким образом суточный ход осадков наиболее резко выражен под тропиками.

Разница в суточном ходе между морским и континентальным пунктами ясно видна из сравнения двух станций, расположенных под одинаковой широтой, а именно, острова Сильт в Северном море и Вены:

	Главн. максимум	Главн. минимум	Амплитуда
Сильт	11.10% (6—8 ч. у.)	5.90% (2—4 ч. д.)	5.20%
Вена	11.50% (4—6 ч. д.)	5.50% (10 ч. у.—Пд.)	6.0 „

В некоторых континентальных местах, напр., в Иркутске, Милане, Александрии и Тифлисе, главный максимум наблюдается не днем а ночью и суточный ход имеет сходство с береговыми станциями. В этих местах действуют местные причины, оказывающие значительное влияние на характер суточного хода. В Иркутске, напр., сказывается влияние Байкальского озера.

Из приведенных данных видно, что осадки наиболее часто повторяются в поздние ночные и ранние утренние часы, с одной стороны, и в поздние послеполуденные часы, с другой стороны, т. е. в наиболее холодные и наиболее теплые часы суток. Время с 8 час. утра до 2 часов дня, т. е. время повышающейся температуры, бедно осадками. Причина максимума осадков в поздние послеполуденные часы над сушею — восходящие токи, образующиеся над сушею; ночные же осадки обусловлены ночным охлаждением воздуха. Напротив, время наиболее быстрого нагревания атмосферы наименее благоприятно для образования осадков. Второй минимум осадков наблюдается вечером, ко времени развития нисходящих течений, приносящих сухой воздух.

Летом на суше послеполуденный максимум осадков должен быть выражен особенно резко; на берегах же и островах преобладает ночной максимум осадков. Интересно отметить, что в некоторых пунктах на суше в зимнее время наблюдается океанический тип хода осадков, в летнее время — континентальный. Так, напр., для Парижа имеем:

	Главн. максимум	Главн. минимум
Ноябрь — февраль . . .	11.5% (6—8 ч. у.)	5.0% (2—4 ч. д.)
Май — сентябрь . . .	13.8 „ (2—4 ч. д.)	4.6 „ (6—8 ч. в.)

В очень сухих местах восходящие токи не могут давать заметных осадков и здесь легко могут взять перевес ночные осадки.

Кроме суточного хода количества осадков, значительный интерес в климатическом отношении представляет также и суточный ход повторяемости или вероятности осадков; повторяемость или вероятность осадков обычно выражают отношением числа часов с осадками к общему числу часов; если, напр., для интервала 4—6 часов утра из общего числа дней 730 (двухлетний период) зарегистрировано 204 случая осадков, то повторяемость или вероятность осадков для этого интервала 4—6 час. утра составляет $\frac{204}{730}$ или 0.28. Приведем несколько примеров суточного хода повторяемости осадков:

Суточный ход повторяемости осадков.

	Максимум	Минимум
Слуцк (год)	0.28 (4—6 ч. у.)	0.19 (4—6 ч. д.)
Потсдам (зима)	0.14 (6—8 „ „)	0.11 (2—4 „ „)
„ (лето)	0.11 (2—4 „ д.)	0.09 (8—10 „ у.)
Париж (зима)	0.12 (6—8 „ у.)	0.08 (12—2 „ д.)
„ (лето)	0.10 (2—4 „ д.)	0.06 (8—10 „ у.)

Числа эти показывают, что в зимнее время вероятность осадков больше всего в утренние часы (6—8 ч. у.), меньше всего в послеполуденные часы; в летнее время наиболее вероятны осадки после полудня (2—4 ч. д.), наименее вероятны утром (8—10 час. утра).

Если бы интенсивность осадков не имела никакого суточного хода, т. е. каждый часовой интервал, в течение которого шел дождь, давал бы одинаковое количество осадков, независимо от времени суток, в таком случае, очевидно, суточный ход количества осадков и суточный ход повторяемости осадков были бы параллельны. Сравнение

того и другого суточного хода показывает, что такого параллелизма на самом деле нет; объясняется это тем, что интенсивность дневных осадков больше, чем ночных.

Годовой ход осадков. Подобно суточному ходу, годовой ход осадков характеризуется большим разнообразием. Рассмотрим главные типы годового хода осадков.

1) Двойной дождливый период в экваториальном поясе. В экваториальной зоне в течение всего года имеют место восходящие воздушные течения; они наиболее интенсивны в те времена года, когда солнце бывает в полдень в зените или вообще достигает наибольшей высоты над горизонтом. У экватора солнце бывает в полдень в зените два раза в год, а именно: во время весеннего и осеннего равноденствия; в местах, идущих от экватора к тропикам, солнце также два раза в год занимает наивысшее положение в полдень, но моменты эти все более и более приближаются ко времени летнего солнцестояния в северном полушарии и ко времени зимнего солнцестояния в южном полушарии; под широтой $23\frac{1}{2}^\circ$ солнце занимает один раз в год наивысшую полуденную высоту, а именно, во время соответствующего солнцестояния. Вблизи экватора между 10° северной и южной широты промежуток времени между двумя наивысшими полуденными высотами солнца настолько велик, что явления, возникающие при этом, проявляются раздельно два раза в год; можно ожидать поэтому в течение года двойной период дождей, а именно, около времени наибольшей полуденной высоты солнца над горизонтом, и двойной сухой период около времени наименьшей полуденной высоты солнца.

Действительно, наблюдения обнаруживают здесь двойной ход осадков, причем максимум осадков приходится на апрель и ноябрь. Второе дождливое время наступает с большим запозданием, по отношению к зенитному стоянию солнца, чем первое; вследствие этого получается два сухих периода и два дождливых периода неодинаковой продолжительности: большой дождливый период с февраля по май и малый — с ноября по декабрь; середина сухих периодов приходится на июль и январь. Однако в тех местах, где дуют муссоны, наблюдаются значительные отступления (в южной Азии, в северной части Австралии, а также у восточных берегов экваториальной части южной Америки).

Экваториальная зона с двойным дождливым периодом занимает пространство между 10° северной и 10° южной широты. Приведем примеры годового хода осадков в экваториальной зоне, причем месячные количества осадков будем выражать в процентах годовой суммы осадков; если бы осадки равномерно распределялись в течение года, то месячное количество осадков составляло бы 8.3% .

	Максимумы	Минимумы:
Ю. Африка (6° ю. ш.)	19.5% (апр.); 18.8% (ноябрь)	0.7% (июль); 8.0% (февр.)
Квито (экватор)	16.5 „ „ 9.4 „ „	2.5 „ „ 7.7 „ (январь).

2) Простой годовой ход в тропической области. Тропические области простираются от 10° широты до тропиков и даже несколько дальше. Здесь дождливый период бывает один раз в году — летом и продолжается около 4 месяцев, а сухой около восьми. Приведем два примера:

	Максимум	Минимум
Мексика (19° с. ш.)	20.7% (авг.)	0.7% (январь).
Сан-Паулу (23.5° ю. ш.)	19.5 „ (январь)	1.9 „ (июль).

Указанный нормальный ход осадков в экваториальной и тропической зоне может более или менее нарушаться под влиянием пассатов и муссонов; эти возмущения нормального годового хода сказываются особенно резко на островах и побережьях материков. Как увидим ниже, по обе стороны экватора до 30° северной и южной широты дуют ветры, называемые пассатами; пассаты дуют с северо-востока в северном полушарии и с юго-востока — в южном. Особенной правильностью и постоянством отличаются они над океанами. В тех областях, где в течение всего года дуют постоянно пассатные ветры, побережья, открытые действию пассатов, дующих с моря, орошаются осадками весь год; но зимою, с усилением пассатов, количество осадков увеличивается; особенно велико количество осадков, если берега эти возвышенные. У противоположных берегов, защищенных от морских пассатных ветров, осадков выпадает значительно меньше и максимум их приходится, как и в большей части тропической области, на лето. Характерным примером описанного влияния пассатов может служить остров Гавайи ($19\frac{1}{2}^\circ$ с. ш.), расположенный в области постоянных северо-восточных пассатов и возвышающийся над уровнем океана; на восточной наветренной стороне острова лежит станция Гило и на западном, защищенном берегу станция Каилуа, на расстоянии всего лишь 94 км. от Гило. В то время, как в Гило выпадает за год 3570 мм. осадков, в Каилуа всего лишь 1340 мм. На первой станции максимум осадков приходится на декабрь (10.5%) и минимум на июнь (5.6%); на второй станции максимум наблюдается в августе (11.0%) и минимум — в марте (5.7%).

Еще более значительные возмущения получаются у тропических берегов в том случае, если, кроме пассатов, дуют муссоны; зимою они дуют с суши и сопровождаются сухою погодою; летом же дуют с моря и приносят влажный воздух; над более нагретой сушей этот влажный воздух поднимается вверх и дает начало летним муссонным дождям. В тропических странах муссонные дожди совпадают по времени с обычным дождливым периодом и таким образом усиливают его. Напротив, если муссоны проникают в экваториальный пояс, то здесь, кроме обычных дождливых периодов (весною и осенью), появляются также летние муссонные дожди и в результате может получиться один дождливый период с максимумом осадков ко времени наибольшего развития муссонных дождей. В остальное время года здесь значительно суше, чем под такую же широту вне сферы действия муссонов; происходит это вследствие того, что в зимнее время года муссоны приносят сюда более сухой воздух.

3) Годовой ход осадков в субтропической зоне. Субтропическая зона, расположенная между 28° и 40° широты по обе стороны экватора, бедна осадками вообще и особенно летом; зимою же здесь наблюдаются осадки преимущественно у западных берегов континентов; эти зимние осадки нередко охватывают также значительные части континентов. Но восточные части последних в субтропическом поясе бедны осадками и зимою, так как здесь образуются дующие с суши сухие муссонные ветры.

Отсутствие дождей в субтропической зоне в летнее время обусловлено главным образом общей циркуляцией атмосферы. В этом поясе имеется кольцо более или менее высокого давления, в котором образуются нисходящие течения; эти течения препятствуют образованию осадков, вследствие чего субтропическая область вообще бедна осадками. В зимнее время область повышенного давления и нисходящих течений перемещается на юг к экватору; промежуточная область

между тропической зоной и умеренным поясом оказывается вследствие этого открытой в зимнее время для больших атмосферных вихрей, перемещающихся в умеренном поясе и приносящих с собою осадки. Осадки эти ограничиваются преимущественно западными берегами; только благодаря глубокому внедрению внутрь континента Средиземного, Черного и Каспийского морей, область зимних осадков может простирается до Передней Азии. В других местах субтропической зоны, а именно, у западных берегов Америки, южной Африки и Австралии область зимних осадков ограничивается лишь островами и берегами и не идет вглубь материков. Максимум осадков имеет место в декабре для северного полушария и в июне для южного. Сухое и дождливое время делит год приблизительно на равные части. Примером могут служить:

	Максимум	Минимум
Мальта в Сицилии (38° с. ш.) . .	16.00% (дек.)	0.8% (июль)
Западная Австралия (32° ю. ш.) .	18.3 „ (июнь)	1.4 „ (январь).

4) Годовой ход осадков на континентах умеренных широт. Как увидим ниже, в средних широтах нередко появляются атмосферные вихри больших или меньших размеров, так наз. циклоны, сопровождающиеся осадками; особенно часто наблюдаются они зимою. Обычно циклоны перемещаются с запада на восток и охватывают значительные пространства. Перемещаясь зимою над океанами, циклоны выделяют осадки над океанами и западными берегами континентов; внутри континентов они дают сравнительно мало осадков.

Летом, вследствие сильных местных нагреваний, над сушей появляются атмосферные вихри значительно меньших размеров; благодаря восходящим токам эти вихри дают обильные дожди и грозы над континентами, если, конечно, имеются достаточные запасы водяных паров в воздухе.

Благодаря указанным причинам, в средних и высоких широтах должны преобладать над океанами и на западных берегах континентов зимние осадки, над континентами же — летние.

Высказанные предположения подтверждаются наблюдениями. Внутри континентов в умеренном поясе наиболее дождливым оказывается июль (в северном полушарии) и наиболее сухим — январь. Дождливый летний период уже достаточно резко выражен в средней Европе; внутри больших континентов он выражен еще резче. Здесь 4 месяца влажные, и 8 месяцев — сухие. Три летних месяца (июнь, июль и август) дают в среднем в Европе около 35% всех осадков, а в северной Азии 50%.

Распределение осадков в течение года в северной Азии приблизительно такое же, как и в тропическом поясе; только сухое зимнее полугодие выражено в тропическом поясе более резко. В среднем для целого ряда станций распределение осадков на континенте умеренного пояса следующее:

	Максимум.	Минимум.
Средняя Европа (50° с. ш.) . .	12.1% (авг.)	5.6% (февр.)
Средняя часть СССР.	14 „ (июль)	4 „ „
Западная Сибирь	17 „ (авг.)	3 „ (февр.—март)
Восточная Сибирь (55° с. ш.)	23.5 „ (июль)	1.7 „ (февр.).

5) Годовой ход на побережьях умеренного пояса. Особенно типичными в отношении годового хода осадков являются западные берега континентов; восточные берега, особенно азиатские, менее типичны, так как здесь до довольно высоких широт проявляют свое действие муссоны, дающие летние и частично осенние осадки.

Таким образом, у восточных берегов преобладают летние и осенние осадки; напр., у восточных берегов Азии под 51° с. ш. наибольшее количество осадков дает август (21%), затем следует сентябрь (16%), тогда как январь дает всего лишь 2% годового количества осадков; на Сахалине под 50° с. ш. максимум осадков приходится на сентябрь 16% , минимум—на февраль 4% ; за четыре месяца, август—ноябрь, выпадает 51% осадков. У восточных берегов северной Америки муссонов нет, и здесь, кроме летних и осенних осадков, наблюдаются также и зимние; таким образом получается довольно равномерное распределение осадков на весь год. Так, под широтой 40° у восточного побережья северной Америки максимум осадков в июле (10%), минимум в апреле (7%).

Западные берега Европы (особенно в более высоких широтах), а также западные берега северной Америки под теми же широтами и, наконец, западные берега южной Америки дают довольно резко выраженные осенние и зимние максимумы осадков в то время, как весна и начало лета отличаются значительной сухостью.

Очень характерной для западных берегов в средних и высоких широтах является более или менее резко выраженная сухость весны. В это время года море сравнительно еще холодно, тогда как суша успела в значительной мере нагреться. Западные ветры, особенно интенсивные зимою, начинают ослабевать и принимают северо-западное направление. Таким образом, сравнительно холодные воздушные течения, проходя над более нагретыми континентами, не могут дать значительных осадков. Осенью условия резко изменяются: в то время, как море остается нагретым, суша уже значительно охладилась; при таких условиях приходящие с моря теплые воздушные течения должны выделять над охладившейся уже сушей обильные осадки.

Значительные осадки у западных берегов континентов умеренного пояса обусловлены теплыми и влажными западными ветрами, а также постоянно проходящими здесь циклонами. Приведем для примера некоторые числа, характеризующие годовое распределение осадков у западных берегов северной Европы (под 60° широты): максимум (11%) приходится на октябрь, минимум (5.6%) на апрель, месяцы сентябрь—январь дают больше, чем по 10% осадков каждый.

Наиболее резко выражен годовой ход осадков в области тропических и муссонных дождей, а также летних дождей внутри континентов и зимних дождей в субтропической области; годовой ход слабо выражен в экваториальной зоне, а также в области пассатных дождей и в западных частях континентов, особенно у самых берегов.

б) Годовой ход осадков в горных местностях. На склонах гор, по мере поднятия, наблюдается увеличение количества зимних осадков; однако такое увеличение имеет место только до известной высоты над уровнем моря. В то время, как на равнине средней Европы преобладают летние осадки, на горах средней высоты берут перевес зимние осадки.

Причина такого распределения осадков следующая: благодаря восходящим токам вдоль склонов гор, количество осадков, выпадающих на горах, должно вообще расти по мере поднятия; однако должна существовать предельная высота, на которой получается наибольшее количество осадков, так как далее вверх восходящие массы воздуха становятся холоднее и беднее осадками. Высота уровня наибольшего количества осадков зависит от относительной влажности и температуры восходящих течений; зимою, вследствие более значительной относительной влажности и более низкой температуры, высота зоны

наибольшего количества осадков лежит ниже, чем летом. В результате, для гор средней высоты вершины их находятся зимою в зоне наибольшего количества осадков, летом же зона эта расположена значительно выше.

Приведенные примеры годового хода осадков могут более или менее изменяться от одного года к другому. Так, наблюдения показывают, что время наступления максимального и минимального месячного количества осадков не всегда приходится в точности на одни и те же месяцы, но из года в год может перемещаться на различные месяцы. Такое перемещение времени наступления максимальных и минимальных осадков имеет место под тропиками; в средних широтах оно больше; особенно же оно велико в высших широтах, где строго определенного дождливого периода не существует вовсе.

Рассмотрим для примера годовую ход осадков в Батавии за 32 года и в Вене за 50 лет. В Батавии наибольшее количество осадков приходится на январь (20% всего годового количества) и наименьшее на август (2%). Однако, вероятность того, что январь является наиболее дождливым месяцем, составляет всего лишь 53%; это значит, что для периода в 100 лет наиболее дождливый месяц в 53 случаях приходится на январь и в 47 случаях на другие месяцы, главным образом на февраль (31 случай); на месяцы апрель—ноябрь ни разу за 32-летний период наблюдений не приходилось наиболее дождливое время; что касается месяцев с наименьшим количеством осадков, то вероятность того, что самый сухой месяц август, составляет 57%; в остальные годы самое сухое время приходится не на август, а на ближайшие к нему месяцы; месяцы ноябрь—март ни разу не были самыми сухими.

Для Вены наибольшее количество осадков дает июнь (12%), наименьшее—февраль (5%). Однако вероятность того, что самый дождливый месяц июнь, составляет 22%; те же 22% вероятия дает и май; только декабрь и январь за все 50 лет ни разу не оказались наиболее дождливыми. С другой стороны, вероятность того, что тот или другой месяц будет наиболее сухим, составляет для января и февраля по 22%; лишь один только месяц июль ни разу не был наиболее сухим.

Непериодические изменения количества осадков. Количество осадков, выпадающее в разных местах земного шара, весьма различно. Сильно изменяются от одного года к другому также и годовые количества, выпадающие в одном и том же месте. Чтобы судить об изменчивости осадков, вычисляют отклонения от среднего количества осадков для каждого года в отдельности и затем берут среднее арифметическое из этих отклонений; таким образом получается средняя изменчивость годового количества осадков; обычно выражают ее в ‰ средней годовой суммы осадков. Вычисления показывают, что средняя годовая изменчивость осадков составляет для средней Европы 15‰ нормального количества, в Италии 16‰, в Алжире 22‰, в Европейской части СССР, кроме юга, от 12 до 18‰; в Слуцке (близ Ленинграда) 12‰, в Одессе 19‰, в Астрахани 26‰; в восточной части СССР и в Сибири 20—30‰.

Отклонения от нормы в отдельные годы могут достигать значительно больших величин, чем средние отклонения. Так, напр., для Батума годовое количество осадков колеблется в пределах от 68 до 160‰ нормального количества, для Киева от 74 до 129‰, для Нерчинского завода от 44 до 160‰ и для Ленинграда от 64 до 151‰. В средней

Европе те же колебания содержатся в пределах от 60 до 150%. Наибольшие колебания дают местности с малым количеством осадков; так, в среднем для 10 станций Индии с малым количеством осадков колебания лежат в пределах от 37% до 214%. Таким образом в самый дождливый год здесь может выпасть почти в 6 раз больше осадков, чем в самый сухой год; даже в Ленинграде количество осадков, за отдельные годы могут колебаться в отношении 2.4:1.

Еще большая изменчивость в количестве выпадающих осадков обнаруживается для отдельных месяцев; напр., средняя изменчивость месячных количеств осадков составляет 45% нормального количества в средней Европе, 55% в Италии, 60% в Испании; в СССР она составляет на севере Европейской части и западной Сибири 40—50%, на юге и востоке и в Сибири 50—70% (в Одессе 54%, в Астрахани 70%). Средние отклонения месячных количеств осадков для отдельных месяцев особенно велики у нас на юго-востоке; в Астрахани среднее отклонение от нормы составляет в июне 89%.

Чтобы судить о том, в каких пределах могут колебаться месячные количества осадков для самых дождливых и самых сухих периодов, приведем следующие примеры (количества осадков даны в % нормального), заимствованные у А. И. Воейкова:

	Самый дождливый.	Самый сухой.	Отношение.
Батум, май	249%	32%	8 : 1
ноябрь	250	39	6 : 1
Киев, январь	293	0	—
июль	212	14	15 : 1
Нерчинский завод, май	337	4	84 : 1
июль	217	4	54 : 1
Ленинград, апрель	282	9	31 : 1
июль	200	10	20 : 1

Приведенные примеры показывают, что количества осадков, выпадающих в отдельные годы и месяцы, отличаются весьма большой изменчивостью. Вследствие этого, сравнимы между собою лишь те средние количества осадков, которые выведены из одного и того же периода лет. Так как наблюдения над количеством осадков на отдельных станциях обычно охватывают неодинаковые периоды лет, то необходимо приводить средние значения осадков к одному и тому же периоду, как это делается, напр., для температуры воздуха. Опытным путем найдено, что аномалии в распределении осадков охватывают одновременно значительные районы, причем отклонения эти имеют обычно одинаковый знак и более или менее сравнимы между собою; надо, однако, иметь в виду, что положение это в отношении осадков применимо для значительно меньших областей, чем, напр., для температуры воздуха; при этом лучше всего сравнивать между собою не разности, а отношения количества осадков.

На основании изложенного, приведение к одинаковому периоду лет для двух станций А и В может быть произведено следующим образом. Пусть, напр., на станции А наблюдения производились в течение 30 лет, а на станции В всего лишь x лет ($x < 30$). Из наблюдений нетрудно найти средние количества осадков A_{30} и A_x для станции А за 30 и x лет; с другой стороны, для станции В нам известно сред-

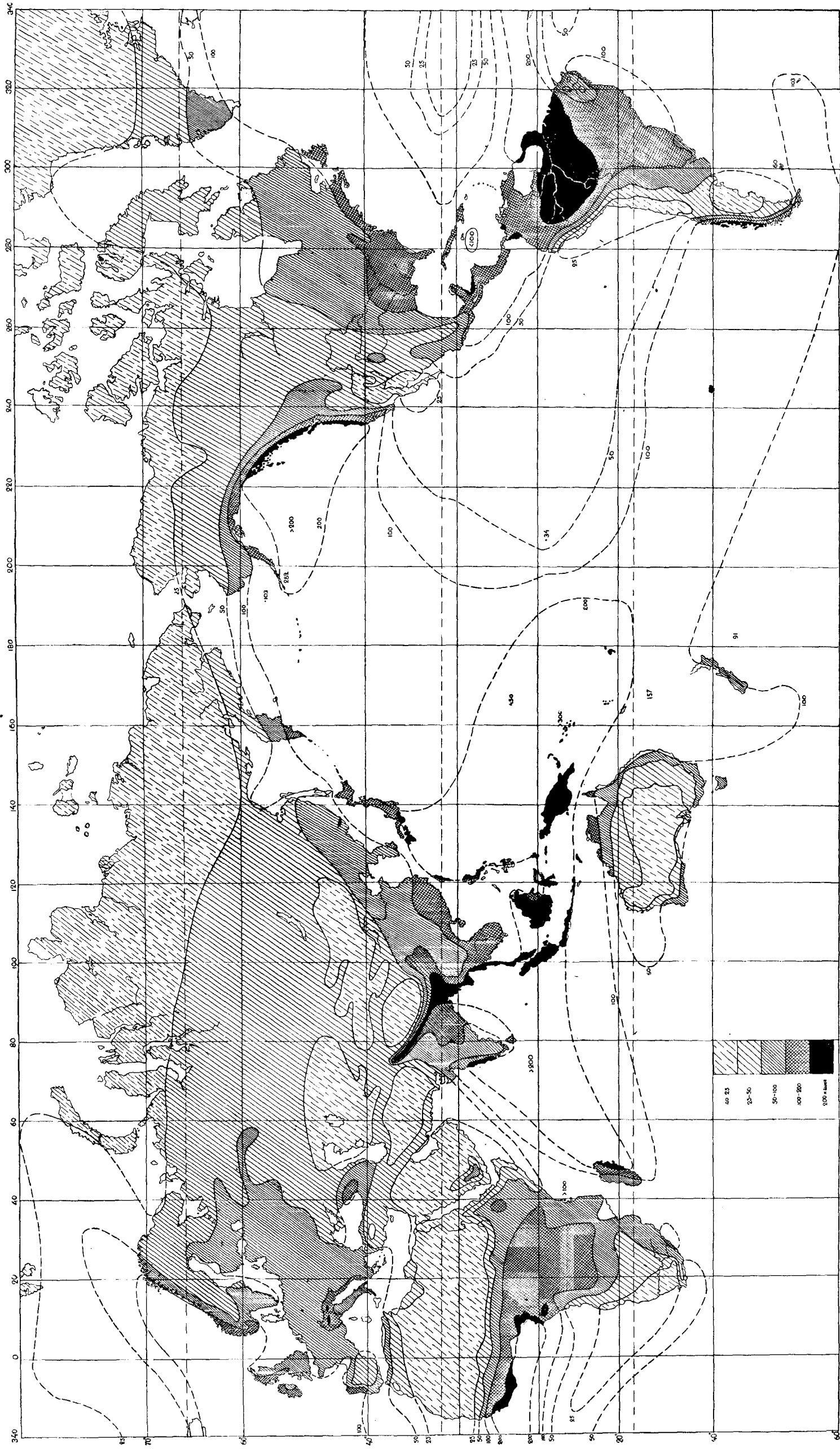


Рис. 96. Распределение осадков на земной поверхности (годовые суммы в см.).

нее количество осадков B_x за x лет (A_x и B_x должны охватывать одинаковые года); тогда, по формуле

$$\frac{A_{30}}{A_x} = \frac{B_{30}}{B_x},$$

найдем B_{30} , т. е. среднее количество осадков на станции В для того же 30-летнего периода, что и для станции А. Более подробные данные о приведении наблюдений к одинаковым периодам и о вероятных ошибках можно найти в курсах климатологии.

Точно так же, как для температуры, можно вычислить вероятную ошибку среднего годового количества осадков за данное число лет по сравнению с нормальным средним. Нетрудно видеть, что эта ошибка должна уменьшаться с увеличением периода наблюдения. Так, напр., для средней Европы вероятная ошибка составляет 2.0% для 30 лет, 1.7% для 40 и 1.5% для 50 лет. Согласно исследованиям С. И. Небольсина, вероятная ошибка среднего годового количества осадков, вычисленного на основании 25-летних наблюдений, составляет для Европейской части СССР от 2 до 5%; в среднем она равна 3%; наименьшего значения эта ошибка достигает на северо-западе и на востоке за Уральским хребтом (от 1.5 до 2%), наибольшего на юго-востоке (5% для Астрахани).

Значительно большие ошибки получаются при вычислении средних месячных количеств осадков; вероятная ошибка для разных месяцев и разных станций Европейской части СССР за 25 лет колеблется от 4 до 15%, в среднем же за отдельные месяцы для всего СССР от 7 до 8%, причем наименьшая ошибка получается для зимних месяцев.

Распределение осадков на земной поверхности. В настоящее время нам известны годовые суммы осадков лишь для суши и при том для небольшого числа лет. Так как ни один метеорологический элемент не подвержен таким местным влияниям, как осадки, и так как количество осадков не может быть приведено к уровню моря, то представляется крайне затруднительным представить на карте распределение осадков так, как это делается для других метеорологических элементов. Вследствие этого, Зупан построил карту распределения осадков, разбив годовые суммы осадков на 6 интерваллов. Ханн, на основании новейших данных, построил карту распределения осадков, воспользовавшись только 5 интервалами, но при этом им проведены изогигеты, т. е. линии одинаковых осадков также и над океанами (рис. 96). В общих чертах получается следующее распределение осадков: в экваториальном поясе, где восходящие течения наиболее развиты, где воздух наиболее богат водяными парами и имеет высокую температуру и где значительная площадь занята теплыми морями, количество осадков — наибольшее. Здесь годовое количество осадков составляет 1000—2000 мм., на островах Тихого океана достигает 5000—6000 мм., а на некоторых склонах гор свыше 10000 мм.

В обе стороны от экваториального пояса облачность и количество осадков постепенно уменьшаются. В субтропической части преобладают нисходящие течения, вследствие чего количество осадков здесь чрезвычайно малое; в этой области среди континентов имеются, вследствие недостатка влаги, обширные степи и пустыни; даже и над океанами количество осадков в субтропическом поясе сравнительно мало, особенно в восточных частях океанов. Здесь выпадает менее 250 мм. осадков в год; местами в Сахаре годовое количество осадков падает ниже 100 мм.

Далее, в средних широтах, благодаря постоянно проходящим циклонам, получается довольно значительное количество осадков. Таким образом количество осадков здесь снова увеличивается. В значительной части умеренных широт, по соседству с океанами, годовое количество осадков составляет 1000 мм. и более; в некоторых местах оно доходит даже до 4000 мм. и больше. Однако внутри континентов на значительной площади количество выпадающих осадков меньше 1000 мм. и падает даже до 250 мм.

В более высоких широтах, вследствие низкой температуры и малого содержания водяных паров, количество осадков снова уменьшается. Здесь это количество не превышает 250 мм. В полярных странах осадков вообще мало, особенно зимою, причем в целом ряде мест годовое количество осадков меньше 100 мм.

Восточные и западные части континентов обнаруживают значительные различия в отношении количества выпадающих осадков. Из карты осадков (рис. 96) нетрудно видеть, что в то время, как в экваториальной зоне между 15° с. ш. и 5° ю. ш. оно у обоих берегов приблизительно одинаково, в тропическом поясе наблюдаются уже значительные различия в количестве осадков у восточных и западных берегов континентов. В тропических странах восточные берега континентов и островов вообще наиболее богаты осадками; господствующие здесь ветры — пассаты дуют с востока на запад и орошают восточные берега пассатными дождями; в то же время муссоны дают обильные осадки у восточных берегов Азии и северной Америки до 40° с. ш.; обильные дожди наблюдаются также у восточных берегов Австралии, южной Африки и южной Америки. Особенно большое количество осадков выпадает в этом случае у высоких берегов, лежащих с наветренной стороны; влажные массы морского воздуха, притекая к высоким берегам, поднимаются здесь вверх и изливают обильные осадки. Напротив, западные берега континентов под этими широтами сравнительно бедны осадками.

Приблизительно под широтой 40° соотношение между восточными и западными берегами меняется; от 30°—40° широты в направлении к полюсам господствующими ветрами являются уже западные ветры средних широт; вследствие этого, более богатыми осадками становятся западные берега континентов; это нетрудно видеть из сравнения количества осадков, выпадающих у западных берегов средней и северной Европы и Америки, с количеством осадков, выпадающих под теми же широтами у восточных берегов континентов; то же наблюдается и в южном полушарии. У западных берегов континентов умеренного пояса выпадают такие количества осадков, какие встречаются в тропической зоне.

Наиболее обильные дожди вообще выпадают там, где воздушные течения проходят на значительном протяжении над теплыми морями и затем встречают возвышенные берега суши. Плоские и низкие берега отличаются вообще малым количеством осадков по сравнению с возвышенными берегами; таковы, напр., низкие и плоские берега Германии и Франции.

На континентах в средних и более высоких широтах имеются места, где и над равнинами выпадает сравнительно много осадков; эти места расположены по так наз. большим путям циклонов, т. е. в тех местах, через которые чаще всего проходят циклоны и изливают свои осадки. Такими местами в северной Америке является область Канадских озер, а в Европе — Англия, Дания, южная Швеция, Венгерская равнина; последняя, несмотря на свое континентальное положение и

окружающие ее горы, получает значительно больше осадков, чем равнины Моравии и Богемии, расположенные значительно ближе к Атлантическому океану; объясняется это тем, что через Венгерскую равнину проходит один из больших путей циклонов; Моравия же и Богемия остаются в стороне как от этого пути, так и от других путей, идущих из Атлантического океана через Англию и Данию в Балтийское море. Но и здесь количество осадков повышается на склонах гор, вследствие восходящих течений.

Вюст дает следующее распределение осадков над сушею и океанами по зонам шириною в 10° :

Количество осадков в см. за год.

Зоны.	Северное полушарие.			Южное полушарие.		
	Море.	Суша.	Среднее.	Море.	Суша.	Среднее.
$0^\circ-10^\circ$	140	172	147	95	181	116
$10-20$	62	95	71	66	110	76
$20-30$	22	79	43	51	64	54
$30-40$	51	52	51	88	57	85
$40-50$	117	51	83	92	87	92
$50-60$	96	50	69	70	102	70
$60-70$	48	35	(39)	(29)	(30)	(28)
$70-80$	(29)	(26)	(29)	(15)	(30)	(26)
$80-90$	(15)	(24)	(17)	0	(30)	(30)

Для всей суши получается таким образом в среднем 75.3 см. осадков в год, для морей 74.2 см. и для всей земной поверхности в среднем 74.3 см. в год. Приведенные числа вполне подтверждают высказанные выше общие соображения о распределении осадков.

Большой интерес представляет также таблица повторяемости (вероятности) осадков над океанами, составленная Зупаном:

Повторяемость (вероятность) осадков над океанами.

Широты.	Северное полушарие.			Южное полушарие.		
	Атлантич. океан.	Тихий океан.	Индийский океан.	Атлантич. океан.	Тихий океан.	Индийский океан.
$0^\circ-10^\circ$	0.52	0.56	0.58	0.48	(0.32)	0.58
$10-20$	0.32	0.55	—	0.48	0.50	0.50
$20-30$	0.34	0.43	—	0.41	0.43	0.46
$30-40$	0.47	0.46	—	0.45	0.57	0.62
>40	0.58	0.61	—	0.60	0.82	0.62

Максимум повторяемости осадков имеет место в экваториальной полосе, минимум — в субтропическом поясе. Далее к полюсам повторяемость осадков возрастает и становится даже большей, чем в экваториальной зоне.

Для характеристики годового количества осадков приведем несколько примеров значительных годовых количеств осадков, заимствованных у Ханна. Так, для Европы имеем:

Дольстен у западного берега Норвегии	1950 мм.
Флоре " " " "	1940 "
Берген " " " "	1850 "
Бен-Невис у западного берега Шотландии	4080 "
Глевко " " " "	3240 "
Стайгед на северо-западе Англии "	4310 "
Сизуэйт " " " "	3430 "
Серра да Эстрелла в Португалии	2970 "
Церковице в Далмации	4640 "

Наибольшее количество осадков для Европы дает Церковице (4640 мм.); такое количество осадков считается значительным и для тропических стран.

Для Америки можно привести следующие примеры значительных количеств осадков:

Олимпийские горы у зап. берега Америки между Канадой и Соединенными Штатами	3260 мм.
Ситка (на Аляске)	2070 "
Грейтаун, Никарагуа в средней Америке	6580 "
Гваделупе в Вест-Индии	более 4000 "
Сантос и Сан-Паулу в южной Америке	3700 "

В Африке имеем:

Сиерра Леоне на западном берегу	4400 мм.
Дебунджа у юго-западного склона Камерунского Пика	10470 "

В Азии:

Батум (Кавказ)	2490 мм.
Килунгу на северном берегу Формозы	3580 "
Черрапунджи в провинции Ассам в Индии	12665 "

В Австралии:

Порт Макария на восточном берегу	1650 мм.
Новая Гвинея (местами)	больше 4000 "

Значительное количество осадков дают тропические острова Восточного Океана:

Ялут (Маршалльские острова)	4490 мм.
Квара Валу (острова Фиджи)	6280 "
Кауаи (Гавайские острова)	12090 "

Наибольшее годовое количество осадков на земном шаре дают: 1) Черрапунджи (в провинции Ассам в Индии); здесь среднее годовое количество составляет 12665 мм., 2) Дебунджа у западного подножья Камерунского Пика—10470 мм. и 3) Кауаи (самый северный из Гавайских островов)—12090 мм.

Наибольшее годовое количество осадков выпало:

в Черрапунджи в 1851 году	14789 мм.
" Дебундже в 1902 году	14133 "
" Кауаи с 21/V 1915 по 30/V 1916	14249 "

Повидимому, имеются в пустынях места, где в течение целого года, а иногда и нескольких лет под ряд, не выпадает вообще сколько-нибудь заметных осадков; такие места имеются, повидимому, в Чили, Перу, Сахаре и в Австралии. Наименьшие средние годовые количества, полученные на основании наблюдений, следующие: в Чили на одной из станций (20°2' ю. ш.) 5 мм., на другой (23°6' ю. ш.) 6 мм.; в юго-западной части Африки на станции Вальфишбай (22°56' ю. ш.) 10 мм.

В главе о климате мы остановимся подробнее на количестве осадков, выпадающих в СССР; здесь же заметим, что наибольшее количество осадков выпадает вдоль Кавказского побережья Черного моря; так, напр., годовое количество осадков в Сочи достигает 2080 мм., а в Батуме 2500 мм. В западной части СССР количество осадков составляет от 500 до 600 мм., в средней части 400—500 мм.; количество осадков сильно уменьшается на восток и юго-восток, достигая в Самаре 330 мм., в Астрахани 160 мм.; далее на юго-восток в степях Туркестана количество осадков меньше 100 мм. В западной Сибири количество осадков колеблется от 300 до 400 мм., в центральной Сибири падает до 300 мм. и менее; у восточных берегов оно повышается до 500 мм. и более.

Наибольшее среднее месячное количество осадков наблюдается в Черрапунджи; здесь в июле выпадает в среднем 2852 мм.; с другой стороны, во многих местах среднее месячное количество осадков падает до нуля.

Выпадающие осадки в некоторых местах распределяются почти на весь год; так, напр., на острове Ялуит (из группы Маршалльских островов) в среднем за год оказывается 336 дней с дождями; в более высоких широтах южного полушария имеется целый ряд мест, где число дней с дождем составляет более 300 в год (западная часть Магелланова пролива, Южная Георгия, мыс Горн и проч.); такие же места встречаются и вблизи экватора в области пассатов, напр., некоторые Вестиндские острова. С другой стороны, имеются места, в которых, как мы видели, в течение целого года может не быть ни одного дождя.

В некоторых местах нередко наблюдаются кратковременные и интенсивные дожди. Так, напр., в Черрапунджи за один день 14 июня 1876 г. выпало за сутки 1036 мм. осадков; при этом дожди были до и после этого ливня, и за время с 12-го по 16-е июня, т. е. за пять суток, выпало 2898 мм. осадков. В Японии в Танабе за 40 час. 19—20 августа 1889 года во время тайфуна выпало 1270 мм. осадков, на Филиппинах 14—16 июля 1911 года выпало 1168 мм. осадков. Такие сильные ливни, выпадающие в гористых странах, сопровождаются сильными наводнениями, приносящими большие разрушения и опустошения. В Европе ливни значительно слабее. Так, напр., в Трентчине в Венгрии 7 июня 1873 года выпало 267 мм. осадков.

Э. Ю. Берг, на основании 30-летних наблюдений (1886—1915 гг.), дает следующие примеры наибольших суточных количеств осадков для Европейской части СССР:

Юго-Запад.	Юго-Восток.	Запад	Центр.	Восток.	Северо-Запад.	Северо-Восток.
208 мм.	140 мм.	140 мм.	121 мм.	139 мм.	95 мм.	91 мм.

Приведем также некоторые примеры из исследований Вильда:

	Сочи.	Баку.	Нерчинск.	Пекин.	Ситка.
Ср. годовая сумма . .	2068 мм.	253 мм.	412 мм.	624 мм.	2154 мм.
Наиб. суточн. кол-ч. .	186 "	102 "	154 "	251 "	110 "

Числа эти показывают, что наибольшие суточные количества осадков колеблются для различных мест значительно меньше, чем годовые суммы. Иногда очень сильные дожди бывают в сухих местах, вообще бедных осадками. Так, напр., в Хайдерабаде (Верхняя Индия) при средней годовой сумме осадков в 203 мм. 6 августа 1865 года выпало 260 мм. осадков, т. е. количество, превышающее среднюю годовую сумму.

Наиболее сильные дожди длительного характера, продолжающиеся до 24 часов и более, наблюдаются главным образом в горных странах и обусловлены восходящими течениями; напротив, на равнинах сильные дожди продолжаются не более 2—3 часов. Для характеристики интенсивности ливня вычисляют обычно количество осадков, выпадающих за час или даже за минуту. Наблюдения показывают, что обычно интенсивность дождя обратно пропорциональна его продолжительности. Приведем несколько примеров ливней:

Колич. осадков. Продолжительность. Интенсивность.

	Колич. осадков.	Продолжительность.	Интенсивность.
Пальмето (Невада).	224 мм.	60 мин.	3.73 $\frac{\text{мм.}}{\text{мин.}}$
Кампо (Калифорния).	216 "	" "	3.60 "
Гаматеевка (Юго-Запад СССР)	76.8 "	" "	1.28 "
Херсон	98.6 "	30 "	3.29 "
Гальвестон (Техас)	100 "	14 "	7.10 "
Коровенцы (Полт. губ.)	57.5 "	10 "	5.75 "
Слук (около Ленинграда)	21.5 "	" "	2.15 "
Порто Белло (Панама)	63 "	5 "	12.60 "
Престон (Англия)	31.7 "	" "	6.34 "

Снежный покров. Выпадающий в холодное время года снег образует в средних и высших широтах постоянный снежный покров; этот покров сохраняется в более северных странах в течение всей зимы и играет значительную роль в круговороте тепла и влаги в атмосфере. Вследствие плохой проводимости тепла и значительной лучеиспускательной способности, снежный покров сильно понижает температуру воздуха, и сильные зимние морозы устанавливаются в наших широтах главным образом при наличии снежного покрова. Так, напр., в парке Лесного Института под Ленинградом в ночь с 31-го декабря на 1 января 1905 года минимальный термометр, установленный на поверхности снега, отметил—35.3°, тогда как минимальный термометр, установленный на поверхности почвы, очищенной от снега, показал всего лишь—25.5°; на следующий день соответствующие показания термометров были—35.1° и—26.2°. При теплой зимней погоде во время оттепели, а также весной, температура на поверхности снега не может подняться выше 0° до тех пор, пока не сойдет снег. Понижая температуру прилежащих слоев воздуха, снежный покров в то же время в значительной мере предохраняет почву от значительных понижений температуры и от промерзания; соответствующие примеры уже даны нами выше.

Снежный покров играет значительную роль и в другом отношении: в течение всей зимы он накапливает в себе значительные запасы воды; в начале весны, когда снег начинает таять, образующаяся вода медленно впитывается в оттаивающую почву и доставляет запасы влаги для оживающих растений как раз в то время года, когда осадков в средних широтах мало и когда растения особенно нуждаются во влаге. В виду этого, зимние запасы воды в виде снежного покрова имеют большое значение для наших земледельческих районов и являются одним из главных факторов, влияющих на предстоящий урожай хлебов.

Для измерения толщины снежного покрова, на метеорологических станциях устанавливаются вертикально рейки, с нанесенными на них делениями; нуль делений должен приходиться у поверхности земли. Однако, измерения толщины снежного покрова дают лишь грубо приближенные значения для запасов воды, так как толщина снежного покрова в разных местах может быть весьма различной, и, кроме того, плотность самого снега колеблется в широких пределах. Вследствие этого обычно устанавливается по несколько реек в различных местах, характерных по своему рельефу. Кроме того, время от времени, особенно к концу зимнего периода, когда толщина снежного покрова достигла наибольшей величины, необходимо производить измерения плотности снега; для этого служат особые снегомеры. Помощью снегомера, имеющего форму цилиндра определенного поперечного сечения, забирают пробу снега; объем такой пробы нетрудно определить, измерив высоту забранной пробы и зная поперечное сечение снегомерного цилиндра; взвесив затем пробу на весах, определяют массу снега. Частное от деления массы на объем даст нам вес куб. см. снега в гр. Это же число, очевидно, представляет собою плотность снега относительно воды, так как с достаточной точностью можно принять вес куб. см. воды равным 1 гр. Умножая плотность снега на толщину снежного покрова, мы найдем запасы воды; эти запасы соответствуют толщине того слоя воды, который получился бы, если бы снежный покров был превращен в воду.

Плотность снега, как показывают наблюдения, колеблется в широких пределах. Свеже-выпавший снег, особенно, если он выпадал при тихой погоде и низкой температуре, имеет очень малую плотность, порядка $\frac{1}{80}$ и даже меньше; в то же время при оттепелях весною плотность снега доходит до $\frac{1}{2}$ и более. После сильных метелей плотность снега увеличивается, вследствие того, что массы снега переносятся с места на место, отдельные крупные снежинки ломаются на части, и снег укладывается значительно плотнее. Согласно измерениям Абельса в Екатеринбурге, плотность снега увеличивается с возрастом; так, в середине ноября плотность была 0.16, в середине декабря 0.20, в середине января 0.22 и в середине марта 0.27. Плотность выпадающего снега зависит от температуры, при которой он выпадает; так, по наблюдениям Ланкастера на Сан-Бернаре:

		Плотность снега.
при 0°	...	1 : 7
от -1° до -4°	...	1 : 10
„ -5° „ -15°	...	1 : 13.

Плотность снежного покрова на горах после 6—9-месячного лежания достигает 0.48; плотность глетчерного льда составляет 0.88—0.91.

Распределение снежного покрова на земной поверхности обусловлено главным образом формой ее рельефа. Снежинки падают вообще очень медленно, и траектория их движения в воздухе зависит в значительной мере от ветра. Однако и после падения на землю снег не всегда остается в покое; при сильных ветрах он перемещается с места на место, а при метелях может иногда подыматься вверх и переноситься в воздухе на значительные расстояния; всякие неровности земной поверхности, естественные и искусственные преграды оказывают значительное влияние на распределение снежного покрова, особенно при сильных ветрах; при этом нередко почти совершенно обнажаются возвышенности, в углублениях же накапливаются массы снега. В виду того, что правильное распределение снежного покрова очень важно для земледелия в смысле равномерного распределения

запасов воды и предохранения растительности от сильных морозов, прибегают нередко к разного рода мероприятиям, так или иначе влияющим на распределение снежного покрова; применяются разного рода защиты, в виде щитов, древесных насаждений, а также различного рода вспашки полей и проч. Обычно на метеорологических станциях для суждения о толщине снегового покрова пользуются несколькими рейками, установленными в разных местах, и берут среднее из отдельных отсчетов. Иногда производят измерения толщины покрова в целом ряде пунктов, своего рода снегомерную съемку для суждения о характере залегания снежного покрова. Рис. 97 дает нам пример

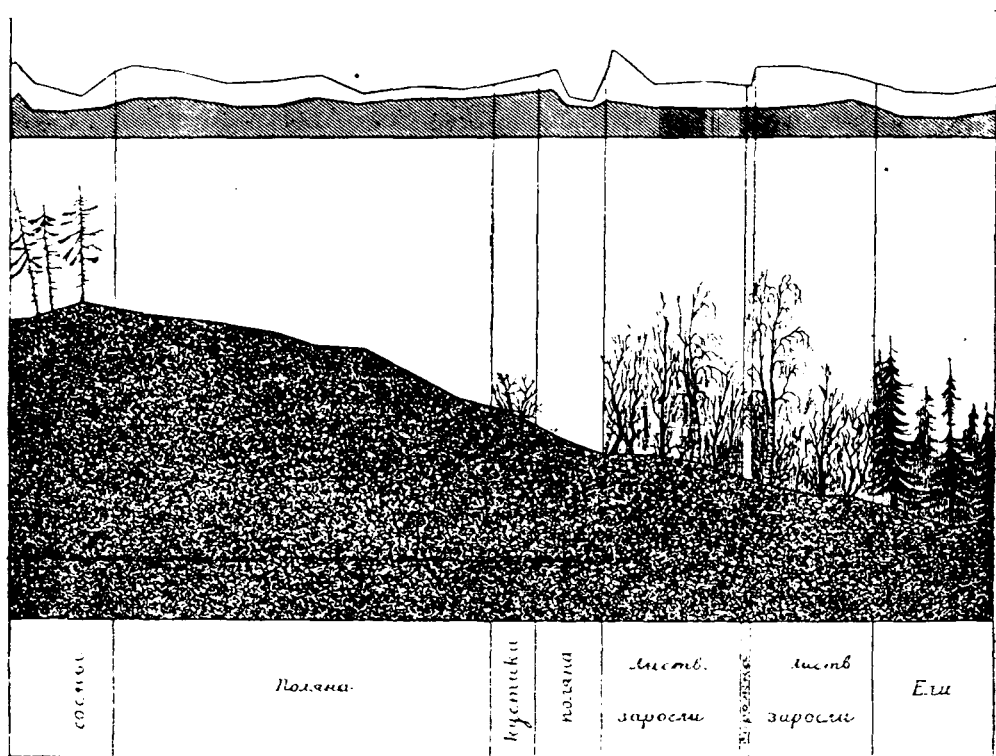


Рис. 97. Распределение снежного покрова.

такой нивелировки, произведенной в декабре 1892 года в парке Лесного Института проф. Г. А. Любославским; внизу дан профиль местности (вертикальный масштаб при этом сильно преувеличен по сравнению с горизонтальными расстояниями); вверху же даны профили поверхности снега, полученные при двух нивелировках; вторая нивелировка произведена после сильной метели; сравнение обоих профилей показывает, какие изменения произошли в снежном покрове после метели; рис. 98 дает нам распределение снега в канаве и у изгороди. На вопросе о распределении снежного покрова в лесу остановимся ниже, в конце главы.

Продолжительность залегания снежного покрова зависит вообще от средней годовой температуры воздуха. Так, напр., для средней части Союза ССР в направлении с юго-запада на северо-восток имеем:

	Ср. годовая температура.	Число дней с покровом.	Число дней с осадками в виде снега.	То же в ‰ общего числа дней с осадками.
Одесса	9.6°	28	15	19
Москва	3.9°	150	82	49
Усть-Цыльма Арх. губ.	-1.9°	>200	133	62

В полярных странах, напр., на Новой Земле, а также на равнинах Гренландии, снежный покров, если и сходит, то на самое непродолжительное время.

По мере поднятия над уровнем моря, температура воздуха понижается, число дней со снежным покровом увеличивается и с некоторой высоты начинается постоянный, не стаивающий снежный покров; на

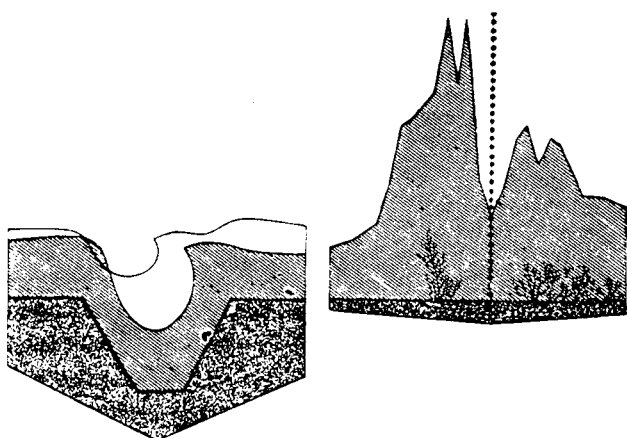


Рис. 98. Залегание снега в канаве и у изгороди.

этой высоте лежит граница вечного снега; эта граница вечного снега сильно понижается с увеличением широты места, как это видно из следующей таблицы:

	Граница вечного снега.
Гималаи, сев. склоны (30° с. ш.)	6000 м.
Кавказ, юго-зап. склон (42° с. ш.)	2900—3600 м.
Альпы, центр. часть (47° с. ш.)	2800 м.
Северная Норвегия (70° с. ш.)	900 „

Влияние леса на осадки. Полог леса, в зависимости от его густоты, в большей или меньшей мере защищает лесную почву от выпадающих осадков. Часть осадков затрачивается при этом на смачивание крон и стволов деревьев и вовсе не доходит до почвы; не доходят до почвы и те осадки, которые не успевают стечь вниз и испаряются еще на кронах и стволах деревьев. Почвы достигает таким образом тем меньше осадков, чем гуще кроны и чем более сомкнуто насаждение. Само собою разумеется, что различные породы деревьев должны дать в этом отношении очень разнообразные результаты.

Вопрос о влиянии леса на осадки можно рассматривать и с другой точки зрения, а именно: одинаковое ли количество осадков выпадает над лесом и над соседним полем при одинаковых условиях? Не оказывает ли лес влияния на количество осадков, выпадающих над лесом?

Нетрудно видеть, что лес, защищая в большей или меньшей степени почву от солнечной инсоляции, может ослаблять восходящие воздушные течения, благодаря которым образуются главным образом осадки. С другой стороны, лесной полог оказывает влияние на горизонтальные воздушные течения; вблизи леса движущиеся воздушные массы изменяют свое направление, скорость их перемещения, благодаря значительному трению, над лесом уменьшается и массы воздуха поднимаются вверх; вследствие этого над лесом могут образоваться слабые восходящие течения со всеми сопровождающими их последствиями, а именно: понижением температуры, увеличением относительной влажности в поднимающихся массах; при этом, в случае большого содержания водяных паров в атмосфере, возможна конденсация паров и выделение осадков. Необходимо, наконец, иметь в виду, что условия охлаждения в ночные часы воздушных масс над почвою, лишенной лесной растительности, и над почвою, защищенной лесными насаждениями, должны быть различны; как мы видели, при таких охлаждениях воздуха также возможно образование тумана и слабых осадков; и в этом случае может получиться изменение в количестве выпадающих осадков. Таким образом, теоретические соображения приводят к заключению, что лес может оказывать влияние на количество выпадающих над ним осадков. Однако определенный ответ на вопрос могут дать лишь точные наблюдения над количеством выпадающих осадков, поставленные как в лесу, так и в открытом поле; дождемеры должны быть установлены в возможно одинаковых условиях и при том в целом ряде пунктов. К сожалению, в практике лесометеорологических наблюдений дождемерные установки в лесу и в поле в большинстве случаев, как увидим ниже, не могут дать вполне сравнимых между собою результатов.

Относительно количества осадков, проникающих под полог леса и достигающих лесной почвы, имеется целый ряд наблюдений, поставленных на опытных лесных станциях; с этой целью устанавливают дождемеры на лесных полянах, а также под лесным пологом; так как лесные насаждения далеко не одинаковой густоты даже в соседних местах, обычно устанавливают по нескольку дождемеров и берут среднее из их показаний.

Наблюдения австрийских опытных станций дают следующие значения количества осадков, достигающих лесной почвы, выраженные в ‰ всего выпадающего количества осадков:

Количество осадков, достигающих лесной почвы
(Австрия).

	Ель.	Сосна.	Бук.
Возраст	61 г.	65 л.	88 л.
Полнота	1.0	0.7	0.9
‰ осадков, доходящих до почвы .	61‰	76‰	65‰
‰ „ стекающих по стволу .	3 „	0.8 „	17 „

В то же время наблюдения в прусских опытных лесничествах дали следующие результаты:

Количество осадков, достигающих лесной почвы
(Пруссия).

	Год.	Апр.—сент.
Сосна	75 ⁰ / ₀	72 ⁰ / ₀
Ель	77 „	69 „
Бук	75 „	68 „

Из последней таблицы мы видим, что летние осадки достигают лесной почвы в меньшей мере, чем зимние; объясняется это тем, что значительное количество летних осадков идет на смачивание крон и стволов; часть этих осадков испаряется и вовсе не достигает почвы. В среднем для всех пород прусские наблюдения дают для снега значительно больший процент осадков, достигающих лесной почвы, как это видно из следующих чисел:

Дождь	73.3 ⁰ / ₀
Снег	90.3 „
Среднее для всех осадков	76 „

Таким образом, около 70—75⁰/₀ осадков проходит через кроны леса и достигает лесной почвы; остальное количество идет на смачивание крон; частью оно стекает по стволу, частью испаряется с мокрых веток, листьев и ствола.

На количество осадков, достигающих почвы, может влиять возраст насаждений; так, согласно наблюдениям швейцарских опытных станций, количество осадков, достигающих почвы в буковом лесу разного возраста, выражается следующими числами:

Буковое насаждение	20 л.	50 л.	60 л.	90 л.
Задержано кронами	2 ⁰ / ₀	27 ⁰ / ₀	23 ⁰ / ₀	17 ⁰ / ₀
Достигло почвы	98 „	73 „	77 „	83 „

Таблица показывает, что в 20-летнем буковом насаждении до почвы достигло почти все количество осадков, выпавших над лесом, и это наблюдалось как при дожде, так и при снеге, а в 50—90-летнем насаждении до почвы достигло всего лишь 75—80⁰/₀.

Чем сильнее осадки, тем большая доля осадков достигает лесной почвы. Так, напр., для букового леса, при полноте 0.9, имеем следующие числа:

Количество осадков	0—3 мм.	3—5	5—10	10—20	>20 мм.
°/о осадков, достигших почвы.	48	53	59	65	70.

К аналогичным результатам приводят наблюдения в Боровом лесничестве Самарской губернии в сосновом насаждении 100-летнего возраста, 0.6—0.7 полноты:

Количество осадков	0.1—0.3 мм.	0.1—1.9	2.0	4.9	5.0—9.9	>10
°/о осадков, достигших почвы	0	56	64		72	81.

Точно также нетрудно показать, что количество осадков, достигающих почвы, тем меньше, чем гуще лесной полог. Гуще всего лесной полог над стволом, реже всего на просвете между деревьями. В виду этого дождемеры, поставленные на разных расстояниях от ствола, дают неодинаковое количество осадков.

Количество осадков, достигающих почвы на разных расстояниях от ствола.

Порода.	Полнота.	Расстояние от ствола:				Просвет.
		0—1/2 м.	1/2—1 м.	1—1 1/2 м.	> 1 1/2 м.	
Ель	1.0	55 ⁰ / ₀	60 ⁰ / ₀	63 ⁰ / ₀	66 ⁰ / ₀	76 ⁰ / ₀
Сосна	0.9	66	72	75	75	83
Бук	0.9	53	64	66	64	81

В отношении задерживания осадков следует различать два рода деревьев: у одних ветви направлены от ствола несколько вверх и выпавшие на ветви капли дождя могут стекать к стволу и по стволу вниз к почве; у других—ветви понижаются от ствола к периферии и выпавшие на ветви осадки будут капать у периферии на почву. Чтобы уловить стекающую по стволу воду, Риглер устроил воронки вокруг стволов некоторых деревьев ботанического сада в Мариабрунне. В следующей таблице даны результаты его наблюдений за 3 месяца:

Количество осадков, достигающих почвы.

Достигло почвы:	Дуб.	Бук.	Клен.	Ель.
Непосредственно	73.6 ⁰ / ₀	65.4 ⁰ / ₀	71.3 ⁰ / ₀	39.8 ⁰ / ₀
Путем стекания	5.7	12.8	6.2	1.4
Всего	79.3	78.2	77.5	41.2

Хоппе, на основании целого ряда наблюдений, приходит к следующему выводу: если принять в расчет количество осадков, стекающих по стволу, то в среднем кроны ели задерживают около 45⁰/₀, кроны сосны — 24⁰/₀ и кроны бука 20⁰/₀ всей выпавшей над лесом воды.

Что касается вопроса о влиянии леса на количество осадков, выпадающих над лесом (над кронами, а не на лесной почве под кронами), по сравнению с соседним полем, то прежние наблюдения давали увеличение осадков над лесом до 20⁰/₀; однако, при этих наблюдениях не были учтены различия в установках дождемеров на поле и в лесу. В то время, как в лесу дождемеры устанавливались на лесных полянах и дождемер был защищен окружающими насаждениями от влияния ветра, в поле дождемеры устанавливались открыто без всяких защит; при таких условиях влияние ветра сказывалось на них в значительной мере и количество осадков, собираемое в дождемере, оказывалось значительно преуменьшенным. Если ввести поправку на защищенность

дождемеров от ветра и сравнивать наблюдения в поле и в лесу, поставленные по возможности в одинаковых условиях, то в результате оказывается, что количество осадков, получаемых над лесом, может превосходить количество осадков над полем не более, чем на 20%. К таким результатам приводят наблюдения в средних широтах в умеренно-континентальном климате. Приведем следующий пример: непосредственные наблюдения на германских станциях помощью дождемеров дают перевес осадков на лесной поляне по сравнению с полем; так, напр., на станции Карциг перевес осадков на поляне составлял 160%. Но если ввести поправку на неодинаковую защищенность дождемеров в поле и в лесу, то оказывается, что на поле выпало на 20% больше. При введении соответствующей поправки для целого ряда германских лесных станций, как показал Шуберт, на лесной поляне, если и выпадает большее количество осадков, чем в поле, то избыток составляет не более 20%. К таким же выводам приходит и Шрейбер, на основании обработки дождемерных наблюдений, поставленных в Германии. Возможно, что в других условиях климата влияние леса может сказаться в большей мере, напр., в тропических странах; здесь, повидимому, густые девственные леса могут оказывать влияние на окружающие места в смысле увеличения влажности и количества выпадающих осадков. Во всяком случае надо иметь в виду, что влияние леса в разных климатических зонах может быть самым различным.

Влияние леса на снежный покров. Лес может оказывать влияние также и на снежный покров. Ослабляя движение воздуха во время снегопадов и метелей, лес способствует более равномерному залеганию здесь снега; как мы видели, после метелей плотность снега обычно увеличивается; благодаря ослаблению ветра и метелей в лесу, плотность снежного покрова оказывается здесь вообще меньше, чем на поле. Соответственно высота снежного покрова должна быть в лесу несколько больше. Что касается запасов воды в снежном покрове, то, как показывают наблюдения, в общем запасы эти приблизительно одинаковы как в лесу, так и на соседнем поле. Однако, в зависимости от рельефа места, характера насаждений и от целого ряда местных условий (поляна, лесосека, опушка) распределение снежного покрова и запасов воды может сильно изменяться.

Приведем несколько примеров наблюдений над снежным покровом. Исследования проф. Г. А. Любославского в Лесном над высотой снежного покрова зимою 1892—93 г. показали, что в то время, как в открытом поле высота покрова была 61 см., в хвойном лесу с листовым подлеском она была 69 см., на большой поляне 84 см., а на неширокой, но длинной поляне достигала 95 см. Наибольшая плотность снега была на поляне, а именно, 0.13, наименьшая на прогалине между деревьями (0.11). Зимою 1900—1901 г. аналогичные наблюдения были произведены проф. А. П. Тольским в Парфинском лесничестве около Старой Руссы: снегомерные рейки были установлены в 40-летнем сосновом лесу полноты 0.8, в сосновом молодняке, в старом сосновом лесу, в густом лиственном молодняке, в питомнике среди 2—3 леток, на вырубке, на небольшой лужайке и внутри палисадника. Кроме того, им определялась плотность снега в сосновом лесу и на поле, где высота измерялась переносной рейкой. Эти наблюдения дали наибольшую высоту снегового покрова в лиственном молодняке (27.7), за ним следует сосновый молодняк (20.4 см.), лесосека (20.8), палисадник (19.8); наименьшая высота (10.3—13.8 см.) была на открытых местах и в старом сосновом лесу; среднюю высоту дал 40-летний

сосновый лес (16.2—16.4 см.). Приблизительно в обратном порядке располагаются эти места в отношении плотности снега. Весьма интересные наблюдения были поставлены также С. Д. Охлябининым в Бузулукском бору. Наблюдения эти показали, что на пустырях снегу больше, чем в лесу, и залегает он более равномерным слоем; максимум снега дали узкие лесосеки и опушки, затем кулисы и лес; в котловинах наблюдалось накопление снега.

Большая плотность снега наблюдалась на открытых местах; на кулисах он был более рыхлый, чем на опушке и лесосеках. Если вычислить запасы воды, то, согласно наблюдениям С. Д. Охлябининой, больше всего ее получается на лесосеках и опушках, затем идут поляны, кулисы и менее всего в лесу. Имеется целый ряд подобных наблюдений и в других местах. Все эти наблюдения в деталях дают нередко противоречивые результаты; объясняется это тем, что весьма значительное влияние на залегание снега оказывает рельеф места, а также целый ряд местных особенностей, иногда трудно уловимых. Во всяком случае в лесу, на малых лесных полянах и на опушках высота снежного покрова больше, чем в открытых местах; плотность же снега оказывается в лесу меньшей.

В весеннее время лес действует регулирующие на таяние снега. Он затеняет снег от непосредственного действия солнечной радиации, необходимой для таяния снега. С другой стороны, как показали исследования С. И. Савинова, таяние снега идет главным образом не за счет поглощаемой им лучистой энергии, которую он в значительной мере отражает, а главным образом за счет теплоты, отдаваемой снегу проносящимися над ним массами воздуха, имеющими температуру выше 0°. Так как лес в значительной мере задерживает движение воздуха, он тем самым замедляет обмен тепла между воздухом и снегом; вследствие этого снег тает не только в лесу, но даже и на лесных полянах и прогалинах, значительно медленнее, чем на открытом соседнем поле. Так, напр., продолжительность лежания снега в парке Лесного Института для 1892—1893 года оказалась равной в лесу 172 дням, на лесной поляне 163 и на открытом поле 147 дням.

Согласно наблюдениям проф. А. П. Тольского в Парфинском лесничестве зимою 1901—1902 года продолжительность лежания покрова в разных местах различная: наименьшая на поле—140 дней, наибольшая в сосновом лесу—177 дней; таким образом в лесу снежный покров держался на 37 дней больше, чем в лесу.

Влияние леса на сток осадков. Лес оказывает влияние также на сток воды во время весеннего таяния снегов и на сток вообще осадков. В самом деле, лесные насаждения представляют ряд преград на лесной почве, и таким образом изменяют сток жидких осадков. Скорость движения вод по покато́й местности должна быть тем меньше, чем больше препятствий лежит на пути этого движения. Таким образом влияние леса должно быть велико при ливнях и половодьях, при сходе вешних вод и т. д. Лесистая местность не может поэтому испытывать таких наводнений или половодий, какие могут иметь место при тех же условиях в местности, лишенной лесов. К сожалению, эти априорные заключения до сих пор еще не могли быть проверены путем постановки соответствующих тщательных наблюдений; несколько упрощенные наблюдения, поставленные в Швейцарии, не дали в этом отношении определенных результатов; результаты же наблюдений, поставленных в широком масштабе в Соединенных Штатах Америки, пока еще не опубликованы.

Воздушные течения в атмосфере.

Ветер; приборы для наблюдения. До сих пор мы рассматривали явления в атмосфере по преимуществу статического характера. Но в атмосфере постоянно происходят перемещения воздушных масс в различных направлениях. Эти воздушные течения называются в общелитии ветрами. Изучение законов этих движений составляет предмет динамической метеорологии.

В состав понятия о ветре входят его направление и сила. Направление ветра определяется тою точкой горизонта, от которой он дует. Для обозначения этих точек горизонта приняты международные названия, причем окружность горизонта делится на 16 румбов.

Обозначение направлений ветра.

Сокращен. обознач.	Международное название.	Русское название.
N	Норд	Север
NNE	Норд-норд-эст	Северо-северо-восток
NE	Норд-эст	Северо-восток
ENE	Эст-норд-эст	Востоко-северо-восток
E	Эст	Восток
ESE	Эст-зюд-эст	Востоко-юго-восток
SE	Зюд-эст	Юго-восток
SSE	Зюд-зюд-эст	Юго-юго-восток
S	Зюд	Юг
SSW	Зюд-зюд-вест	Юго-юго-запад
SW	Зюд-вест	Юго-запад
WSW	Вест-зюд-вест	Западо-юго-запад
W	Вест	Запад
WNW	Вест-норд-вест	Западо-северо-запад
NW	Норд-вест	Северо-запад
NNW	Норд-норд-вест	Северо-северо-запад

Иногда, особенно при наблюдениях над верхними воздушными течениями, применяют обозначения, например, S 67° W; это означает точку горизонта, отклоненную от точки юга на 67° к западу. Скорость ветра выражается обыкновенно числом метров, проходимых воздухом в секунду.

Для измерения скорости ветра иногда употребляется, особенно моряками, шкала Бофорта; ею же пользуются при нанесении скорости ветра на картах погоды; скорость ветра оценивается при этом по 12-балльной системе, (0—штиль, 12—ураган). Если нет соответствующего прибора для измерения скорости ветра, то она определяется по шкале Бофорта глазомерными наблюдениями по следующим признакам:

0—штиль: 1—тихое дуновение, дым из труб поднимается не вполне вертикально; 2—легкий ветер, заметно ощущаемый; 3—слабый ветер, колеблющий листья и легкие сучья; 4—умеренный ветер, колеблющий малые ветви и вытягивающий вымпелы на судах; 5—свежий ветер, колеблющий большие сучья; 6—крепкий ветер,двигающий большие ветви и слышимый в домах; 7—сильный ветер,двигающий небольшие стволы деревьев и поднимающий пенящиеся волны на море; 8—очень

крепкий ветер, колеблющий целые деревья и заметно задерживающий движения человека против ветра; 9 — шторм, сдвигающий с места более легкие предметы, как, напр., черепицу, ломающий ветки деревьев; 10 — сильный шторм, опрокидывающий деревья; 11 — жестокий шторм, сопровождающийся тяжелыми разрушениями; 12 — ураган, производящий опустошительные действия. Для перехода от баллов Бофорта к скорости в метрах в секунду и обратно можно пользоваться следующей таблицей, принятой Гл. Геоф. Обсерваторией:

Баллы по Бофорту.	Метры в секунду.	Баллы по Бофорту.	Метры в секунду.
0	0	7	14—17
1	1	8	18—20
2	2—3	9	21—24
3	4—5	10	25—28
4	6—8	11	29—33
5	9—10	12	34 и более.
6	11—13		

Для определения направления ветра служит флюгер, который должен быть установлен открыто и давать истинное направление ветра, не искажаемое деревьями, строениями и проч. Простейший флюгер состоит из вертикальной доски, которая может свободно вращаться около вертикальной оси. Доска эта в каждый данный момент устанавливается по направлению дующего ветра. Для определения скорости ветра служат приборы, называемые анемометрами и основанные главным образом на измерении давления, которое испытывает поверхность, установленная перпендикулярно к направлению ветра. Между скоростью ветра v и давлением p существует определенная зависимость, которая может быть найдена опытным путем. Часто пользуются приближенной формулой:

$$p = 0.125 v^2,$$

где p — давление в кгр. на м.² поверхности, перпендикулярной направлению ветра, и v — скорость ветра в м. в секунду.

На метеорологических станциях нашего Союза для измерения направления и скорости ветра пользуются преимущественно флюгером Вильда (рис. 99). Существенную часть его составляет система из двух вертикальных досок c , образующих небольшой угол, снабженная

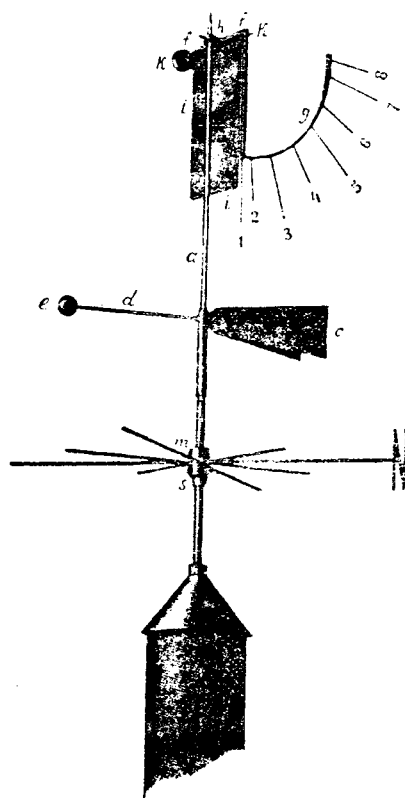


Рис. 99. Флюгер Вильда.

с противоположной стороны противовесом e . Вся система под действием дующего ветра устанавливается так, что давление ветра на обе доски делается одинаковым, а это будет тогда, когда

стержень с противовесом, продолжение которого делит пополам угол между досками, установится навстречу ветру; противовес указывает точку горизонта, откуда дует ветер. Для точного определения этой точки горизонта, снизу укреплено восемь горизонтальных стержней, ориентированных по главным странам горизонта. К верхней части прибора прикреплена рамка kg , в которой на горизонтальной оси kk висит доска i определенных размеров и веса, могущая вращаться вокруг этой оси; ось kk укреплена перпендикулярно флюгеру $ес$ и, следовательно, поворачиваясь вместе с ним, всегда располагается перпендикулярно к направлению ветра; на рамке сбоку имеются штифты g для измерения угла, на который отклоняется наша доска под давлением ветра от вертикального направления. Скорость ветра, которая нужна для того, чтобы отклонить доску до определенного штифта, определяется помощью особой таблички.

Другим более точным способом для измерения скорости ветра служит анемометр Робинсона (рис. 100). В этом приборе к вертикальному стержню, который может вращаться с возможно меньшим трением около оси, прикреплен крест с четырьмя полыми полушариями, обращенными выпуклой стороной в одну сторону. Вычисления показывают, что давление ветра на вогнутую сторону чашек всегда больше, чем на выпуклую; поэтому при любом направлении ветра такая система чашек всегда вращается в одну и ту же сторону, двигаясь выпуклой стороной полушарий вперед; скорость вращения зависит от величины давления и, следовательно, от скорости ветра. Счетчик оборотов, соединенный с прибором, дает возможность отсчитать число оборотов, делаемые чашками за определенный промежуток времени. Для определения скорости ветра необходимо знать зависимость между ско-

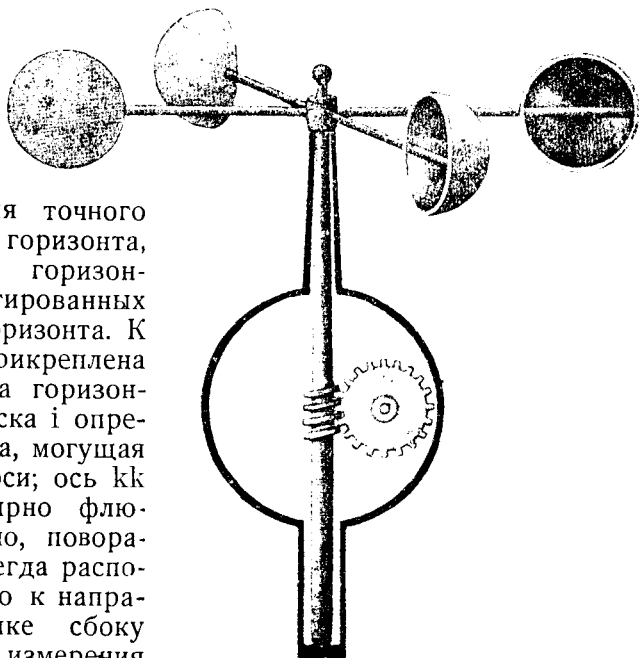


Рис. 100. Анемометр Робинзон.

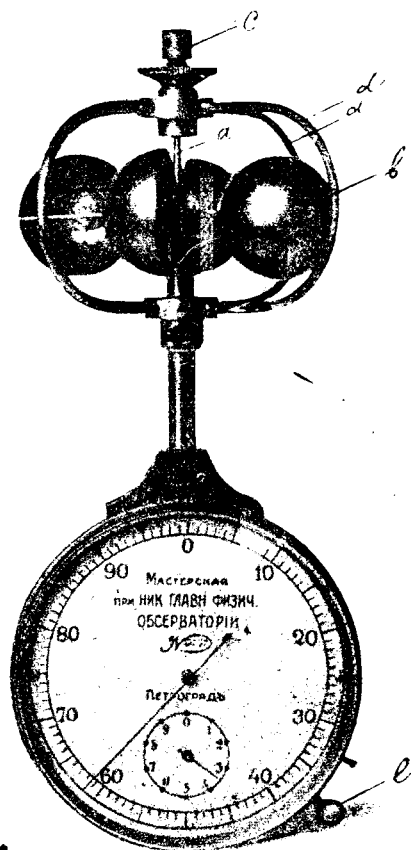


Рис. 101. Анемометр Фусса.

ростью ветра v и числом оборотов n , делаемых в единицу времени. Эта зависимость выражается эмпирической формулой:

$$v = a + bn + cn^2,$$

где a , b , c — постоянные; обыкновенно эти постоянные определяют

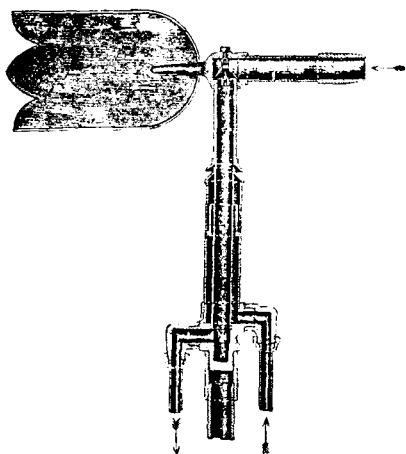


Рис. 102. Анемометр Дайнеса (верхняя часть).

заранее, и по ним составляют таблицу, помощью которой и находят по данному значению n скорость ветра v .

На том же принципе основано устройство ручного анемометра Фусса (рис. 101); верхняя часть прибора представляет собою Робинзоновы полушария, внизу счетчик оборотов; анемометр Фусса весьма портативный и пригоден при походных измерениях скорости ветра.

Имеются и другие методы для определения скорости ветра. Так, в Англии распространен анемометр Дайнеса; верхняя часть его изображена на рисунке 102. Эта часть состоит из доски (флюгера) и из открытой с одного конца трубки, которая сообщается с вертикальной трубкой; последняя окружена внешней трубой, имеющей ряд отверстий. Нижняя

часть анемометра (рис. 103) состоит из поплавка, представляющего собою полый цилиндр, с одного конца закрытый; он помещается открытым концом в герметически закрытый сосуд, частично наполненный водою. Верхняя часть анемометра соединяется с нижней двумя гибкими трубками; первая соединяет внутреннюю вертикальную трубку с внутренностью поплавка, вторая — внешнюю вертикальную трубу с верхней частью сосуда, содержащего поплавок. Нетрудно видеть, что флюгер устанавливается открытым своим концом навстречу ветру. Если ветер усиливается, то получающееся при этом увеличенное давление передается через соединительную трубку внутрь поплавка, отчего последний должен подниматься. При усилении ветра увеличивается, кроме того, продувание ветра через отверстия внешней вертикальной трубки; всасывающее действие протекающего воздуха усиливается, вследствие чего давление внутри этой трубки, а также в сосуде с поплавком уменьшается; в результате поплавок должен подниматься. При ослаблении ветра указанные причины заставляют поплавок опускаться. К поплавку прикреплен сверху стержень с пером, которое записывает на вращающемся барабане все движения поплавка, а следовательно и все изменения скорости ветра. В то время, как описанные раньше анемометры, дают лишь среднюю скорость ветра, последний отмечает все его порывы, пульсации и вообще все его самые незначительные изменения.

Заметим, наконец, что анемометры могут быть приспособлены для автоматической записи направления и скорости ветра; они называются анемографами.

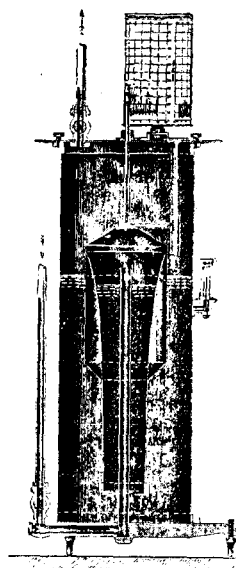


Рис. 103. Анемометр Дайнеса (нижняя часть).

Разработка наблюдений над ветром. Скорость ветра разрабатывается совершенно так же, как и другие метеорологические элементы, напр., температура и влажность воздуха; обычно вычисляют средние суточные, месячные и годовые скорости ветра, а также отмечают их наибольшие и наименьшие значения.

Что касается направления ветра, то для характеристики направлений ветра обычно определяют повторяемость ветров для каждого из румбов. Для этого сосчитывают число случаев каждого направления ветра за известный, возможно более продолжительный промежуток времени.

Для простоты нередко пользуются только восемью главными румбами, исключая промежуточные румбы. При этом повторяемость исключаемого румба распределяется между двумя соседними основными румбами. Пусть, напр., NNE повторяется 42 раза, тогда к N и NE приписывается по 21. Таким образом можно составить таблицу повторяемости ветров разных направлений. Приведем для примера такую таблицу для Лесного в январе месяце за 1891—1925 г.г.:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Штиль	Всего
169	277	285	395	526	512	599	405	87	3255.

Нередко числа, полученные для каждого направления отдельно, выражают в ‰ общей их суммы. Приведенная таблица показывает, что в Лесном среди различных направлений ветра преобладают в январе ветры западного направления, реже всего наблюдаются северные ветры.

Для наглядности это распределение ветров можно изобразить графически (рис. 104): проводим из одной точки 0 восемь прямых по направлению восьми румбов; на каждом из них откладываем отрезки, пропорциональные числам повторяемости ветров и оконечности соединяем прямыми линиями; получается так наз. роза ветров, дающая наглядное представление о распределении направлений ветров.

Иногда при построении роз ветров принимают в расчет скорость ветра; для этого определяют для каждого направления не только повторяемость его, но и соответствующую среднюю скорость ветра; умножая повторяемость каждого направления на соответствующую среднюю скорость, мы получаем произведения, которые пропорциональны путям, пройденным воздухом при каждом из направлений ветра; эти числа можно также выразить в процентах общей суммы и построить снова розу ветров.

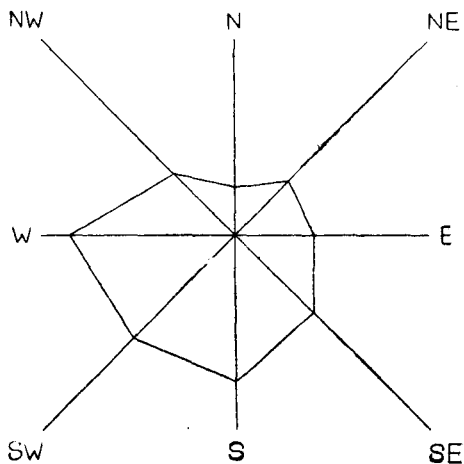


Рис. 104. Роза ветров (Лесной, январь).

Составленную таким образом табличку повторяемости ветров можно использовать для определения среднего направления ветра. В самом деле, числа таблички можно рассматривать, как количественное выражение сил, стремящихся двигать воздушную частичку от разных точек горизонта, и найти их равнодействующую. Эта равнодействующая может быть найдена графически из диаграммы, составленной аналогично рис. 104, при помощи правила параллелограмма или много-

угольника сил. Можно также определить равнодействующую путем вычислений. В этом случае надо найти составляющие по четырем главным направлениям—N, E, S и W. Обозначим эти составляющие буквами—n, e, s и w, а числа нашей таблички буквами—N, NE, E и т. д. Найдем раньше всего северную составляющую; она будет состоять из трех частей: 1) полной слагающей N, затем части слагающей NE и части слагающей NW; так как углы между NE и N, а также между NW и N составляют 45° , то части слагающих NE и NW, входящих в состав n, будут $NE \cos 45^\circ$ и $NW \cos 45^\circ$; поэтому:

$$n = N + NE \cos 45^\circ + NW \cos 45^\circ.$$

Точно также найдем:

$$s = S + SE \cos 45^\circ + SW \cos 45^\circ,$$

$$w = W + NW \cos 45^\circ + SW \cos 45^\circ,$$

$$e = E + SE \cos 45^\circ + NE \cos 45^\circ,$$

Найдем отсюда разности $n - s$ и $e - w$; очевидно, мы свели все наши слагающие силы к двум: $n - s$ в направлении N и $e - w$ в направлении E; результирующая может быть найдена путем построения параллелограмма; она будет равна R.

Нетрудно видеть, что направление результирующей определяется углом α , образуемым результирующей с направлением N, причем угол α будем брать от N в направлении к E. Нетрудно

видеть, что $\operatorname{tg} \alpha = \frac{e-w}{n-s}$. Рисунок 105

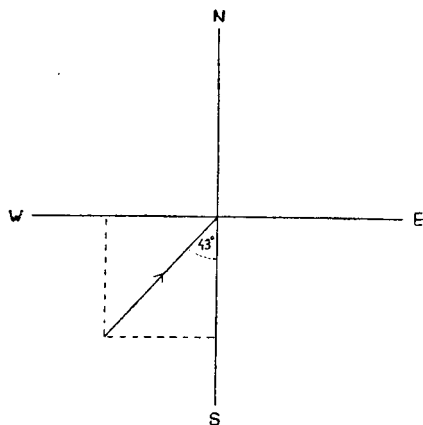


Рис. 105. Результирующая ветров.

дает нам пример построения результирующей ветра для Лесного в январе.

Все эти расчеты произвести очень нетрудно, причем $\cos 45^\circ$ можно положить равным 0.707.

Структура ветра. Ветер вовсе не представляет собою однородного воздушного течения, имеющего одинаковую скорость и направление во всей

массе; наблюдения показывают, что ветер дует как бы отдельными толчками, которые отделяются друг от друга интервалами более слабых ветров и даже штилем; непрерывно изменяется и направление ветра. В анемометрах типа Робинзона такие колебания или пульсации ветра незаметны, так как такие анемометры обладают значительной инерцией, и быстрые изменения скорости ветра здесь затухиваются; но они отчетливо проявляются в анемометрах со слабой инерцией, напр., в анемометре Дайнеса. Записи таких анемометров обнаруживают, что ветер состоит из ряда очень коротких толчков или пульсаций переменной амплитуды и переменного направления. Чем больше средняя скорость ветра, тем больше эти колебания; при сильном ветре скорость может временами достигать до 18—20 м. в сек., а затем внезапно уменьшаться почти до штиля. На рис 106 дана запись порывистости ветра для Ленинграда в июле 1920 года за 25 минут, заимствованная у С. И. Троицкого.

Дайнес показал, что по мере поднятия над земной поверхностью порывистость ветра уменьшается; если повторяемость ударов ветра в слое 10—150 м. принять равной 100, то в слое на высоте 300—600 м. она равна 45, для 600—1000 м.—30. Колебания в направлении и скорости ветра зависят от времени года и времени дня. Наблюдения в Потсдаме

показали, что максимум порывистости ветра наблюдается весной; в это время года падение температуры с высотой происходит особенно быстро и состояние атмосферы близко к неустойчивому; порывистость ветра изменяется значительно также и в течение суток, причем максимум порывистости наблюдается после полудня, когда температура

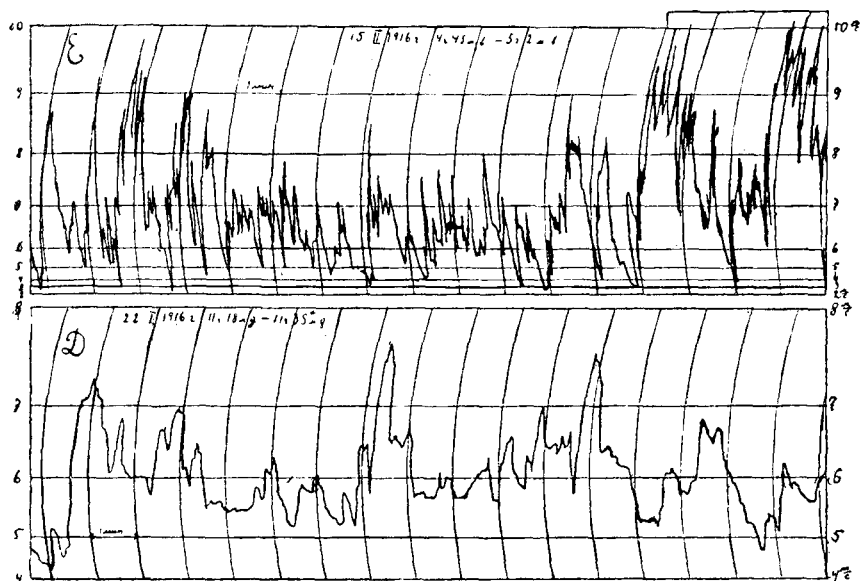


Рис. 106. Запись порывистости ветра.

почвы достигает максимума и падение температуры с высотой особенно велико; к этому времени в атмосфере развиваются наиболее мощные восходящие и нисходящие течения. В ночные часы, с образованием температурной инверсии и ослаблением скорости ветра, порывистость его значительно ослабевает.

Турбулентность атмосферы. Сущность строения ветра, происходящие в нем постоянные порывы и пульсации были выяснены более или менее после того, как для объяснения их была введена в науку гипотеза о турбулентном состоянии атмосферы. Сущность этой гипотезы состоит в следующем: если воздух находится в движении, то лишь в случае очень малых скоростей можно рассматривать воздушные течения состоящими из отдельных, параллельных между собою слоев; если же скорость воздушных течений переходит известный предел, то, как показывают гидродинамические исследования, движение резко изменяет свой характер: в воздухе в этом случае появляется множество мелких вихревых образований; распределение таких вихрей чрезвычайно сложно и беспорядочно; направление их самое разнообразное, они беспрестанно зарождаются и исчезают; движущиеся воздушные массы изборозжены таким образом во всех направлениях массой мелких вихревых образований. Такое состояние атмосферы называется турбулентным. Наши приборы по большей части не позволяют следить за этими вихрями, вследствие кажущейся их беспорядочности и запутанности; лишь в случае достаточно больших размеров вихрей, приборы их улавливают.

Благодаря турбулентности атмосферы значение теплопроводности движущегося воздуха оказывается значительно больше, чем воздуха,

находящегося в покое, внутреннее трение воздушных масс при турбулентном состоянии также оказывается значительно повышенным. Происходит это вследствие того, что вихревые образования, обладающие более высокой температурой или большей скоростью, проникают и смешиваются с массами, имеющими более низкую температуру или меньшую скорость, и наоборот. Такое смешение масс различной температуры или различной скорости ведет к выравниванию температуры и скорости во всей массе воздуха; в результате коэффициенты теплопроводности и внутреннего трения оказываются значительно увеличенными.

Гипотеза турбулентного состояния атмосферы позволяет объяснить целый ряд явлений, совершающихся в природе. Остановимся здесь на примере ночного охлаждения воздуха: предположим, что земная поверхность в течение ночи сильно охлаждена вследствие лучеиспускания; слой воздуха, прилежащий к земле, также охладится и если при этом атмосфера находится в состоянии покоя, то нижние слои, постепенно охлаждающиеся, становятся более плотными и таким образом устанавливается устойчивое равновесие; нижние, более плотные слои воздуха не могут сами собою перемещаться вверх и охлаждение может распространяться вверх лишь благодаря теплопроводности воздуха, на подобие теплопроводности твердых тел; передача тепла идет при этом весьма медленно и ограничивается только самым нижним слоем. Согласно нашей теории турбулентных движений, в случае, если нижние слои воздуха находятся не в покое, а хотя бы в легком движении, здесь появляются условия, благоприятные для образования вихрей; в большом количестве образуются мелкие, весьма подвижные вихри; при этом нижние холодные вихревые нити могут переноситься вверх и верхние, более теплые, вниз, происходит смешение холодных масс воздуха с теплыми, вследствие чего охлаждение передается значительно быстрее вверх и достигает значительно большей вертикальной мощности. Приведенный пример показывает, что атмосферному воздуху присуща таким образом теплопроводность, отличная от той, которая рассматривается в теории распространения тепла; здесь коэффициент теплопроводности изменяется в зависимости от состояния движения и целого ряда местных условий; вследствие этого теплопроводность обнаруживает как суточные, так и годовые колебания.

Нетрудно видеть, что элементарные вихри могут точно также при своих перемещениях воздействовать на направление и скорость движения соседних масс воздуха и служить таким образом как бы проводниками для тех или иных возникающих в атмосфере воздушных течений. Благодаря вихревым движениям, между воздушными массами, находящимися почти в состоянии покоя у земной поверхности, и воздухом, расположенным на высоте около 500 метров над землею и находящемся в движении, происходит постоянный обмен воздушных масс различной скорости; в результате такого обмена происходит более быстрое выравнивание ветра в вертикальном направлении, и анемометры, установленные вблизи земной поверхности, если они достаточно чувствительны, должны обнаруживать порывы и пульсации ветра. Коэффициент внутреннего трения воздуха здесь также получается значительно повышенным и должен зависеть от условий местности, структуры земной поверхности, а также от времени года и дня.

Турбулентность атмосферы обусловлена неровностями земной поверхности, различиями в нагревании или в тепловом состоянии соседних масс воздуха, а также средней скоростью их движения. В тропосфере, повидимому, обычно имеют место турбулентные движения

и лишь в редких случаях устанавливается правильное движение воздуха параллельными слоями.

Увеличение скорости ветра с высотой. Как показывают наблюдения, скорость ветра вообще растет по мере поднятия над земной поверхностью; это усиление ветра в слоях, ближайших к земле, происходит очень быстро, а затем при дальнейшем поднятии значительно замедляется. Так, напр., наблюдения в Париже на высоте 21 м. над поверхностью почвы и на высоте 305 м. на вершине Эйфелевой башни дают следующие скорости ветра за 1890—95 гг.:

	Зима.	Весна.	Лето.	Осень.	Год.
21 м.	2 35 м./с.	2.24 м./с.	2.05 м./с.	1.90 м./с.	2 15 м./с.
305 м.	9.85 "	8.45 "	7.77 "	8.76 "	8 71 "
Отношение	4.12 "	3.77 "	3.79 "	4.61 "	4.05 "

Числа эти показывают, что вообще скорость ветра как внизу, так и вверху, зимою—наибольшая, летом—наименьшая. В среднем годовом скорости на высоте 305 м. больше, чем в 4 раза превосходит скорость ветра на высоте 21 м. Увеличение скорости ветра особенно велико осенью, причем в октябре отношение скоростей достигает 4.9; наименьшее увеличение скорости ветра с высотой наблюдается в конце весны и в начале лета, причем в июне отношение составляет 3.6. Объясняется это тем, что наибольшее перемешивание масс воздуха в вертикальном направлении имеет место как раз в начале лета, когда верхние слои воздуха еще холодны, тогда как нижние уже достаточно нагрелись; падение температуры с высотой в это время года особенно велико, равновесие в атмосфере близко к неустойчивому; таким образом в это время турбулентность воздуха весьма велика, и смешение масс воздуха происходит особенно энергично; осенью и зимою условия для развития турбулентных движений наименее благоприятны и перемешивание воздушных масс, вызывающее выравнивание скорости в вертикальном направлении, не может развиваться в значительной мере. На основании тех же соображений, отношение скоростей должно быть особенно велико в ночные часы и ничтожно—в дневные после-полуденные часы: напр., это отношение в 3—5 час. ночи в сентябре достигает 8.0, тогда как с 11 час. утра до 4 час. дня то же отношение в среднем составляет всего лишь 2.5; в июне в дневные часы оно падает до 2.2.

На башне беспроволочного телеграфа в Науене в последние годы поставлены наблюдения над скоростью ветра на высоте 2, 16, 32, 123 и 258 м.; если дополнить их наблюдениями в Потсдаме на высоте 5, 25, 50, 100 и 200 см., то получим следующее распределение скорости ветра по вертикали над равниною:

Изменение скорости ветра с высотой.

Высота	0.05 м.	0.25	0 50	1	2	16	32	123	507
Скорость	1.30 м./с.	2.01	2.44	2.84	3 33	4.69	5.40	8.26	9.25.

На высоте 300 м. скорость ветра приблизительно та же, что и на Эйфелевой башне, на высоте же 21 м. она составляет около 5 м./с., тогда как для Парижа имеем лишь немного больше 2 м./с. Такая малая скорость ветра в нижних слоях воздуха в Париже объясняется значительными неровностями внизу, благодаря множеству строений большого города.

На море скорость ветра в нижних слоях воздуха, вследствие отсутствия неровностей и сравнительно малого трения, значительно

больше и увеличение скорости по мере поднятия происходит медленнее. Подтверждением этого могут служить наблюдения, поставленные в Эйльвезе на башне беспроволочного телеграфа вблизи Ганновера, по соседству с морем. Если сравнить эти наблюдения с наблюдениями в Науене посреди суши, то получим следующие числа, характеризующие увеличение скорости ветра по сравнению со скоростью на высоте 2 м.:

Высота	5 м.	10	15	20	25	30	100
Науен	230%	37	47	56	62	67	194
Эйльвезе	180%	29	35	40	43	45	86.

Числа эти показывают, что в слое от 2 м. до средней высоты анемометров (12—20 м.) увеличение скорости ветра над сушею составляет около 500%, а в слое на высоте 100 м. около 1000%; над морем же увеличение это заметно меньше.

Для характеристики распределения скорости ветра по вертикальному направлению в более высоких слоях атмосферы и при том для разных широт может служить следующая табличка, составленная на основании наблюдений помощью шаров-пилотов:

Скорость ветра в м./сек. на разных высотах.

Высота в км.:	1	2	3	4	5	6	7	8	10	12	14
Ср. Европа	5.9	6.9	8.0	9.4	10.9	12.4	13.9	15.5	18.0	16.6	13.4
Субтр. часть Атл. океана	6.4	6.0	7.0	7.3	8.8	9.9	10.7	13.7	15.9	15.9	—
Тропическ. часть Атл. океана	6.5	8.4	9.2	10.0	9.1	8.2	7.2	6.7	8.2	8.6	—
Батавия	5.1	5.6	5.4	5.4	5.5	5.6	6.0	6.8	7.2	8.9	12.2

В средних широтах до высоты 10 км., т. е. до границы стратосферы, скорость ветра непрерывно возрастает, далее вверх в области стратосферы она несколько падает. В тропической части замечается уменьшение скорости ветра на высоте 4—10 км.; происходит это, как увидим ниже, вследствие того, что на высоте 4 км. пассатные ветры переходят в антипассаты, т. е. в ветры противоположного направления; с 10 км. скорость ветра снова возрастает; уменьшения скорости в более высоких слоях для тропических стран мы не наблюдаем, так как граница стратосферы лежит здесь значительно выше 12—14 км. Следует отметить, что в слое на высоте 6—12 км. скорость ветра в тропических странах почти вдвое меньше, чем в умеренных широтах.

Влияние земной поверхности на скорость ветра. Благодаря неровностям земной поверхности скорость ветра в нижних слоях воздуха значительно уменьшается. Мы уже видели, насколько может уменьшаться скорость ветра в больших городах благодаря неровностям, создаваемым строениями. Деревья, особенно лесные насаждения, в свою очередь сильно уменьшают скорость ветра; на суше только над ровной степной местностью и над безлесной возвышенной равниною бури могут развиваться в полной мере и сопровождаться значительными разрушениями.

Наименьшее сопротивление движению воздуха оказывают водные поверхности; вследствие этого над морями и плоскими берегами скорость ветра может достигать еще более значительной величины.

Как пример того, что над морями скорость ветра значительно больше, чем над сушей, могут служить следующие числа:

	Скорость ветра	Высота флюгера
	в м. сек.	в метрах.
Берега Балтийского моря	6.3	15.5
Берега Черного моря	5.7	7.7
Центральная часть Союза ССР	4.3	10.5
Западная Сибирь	2.5—3.5	8.7
Восточная Сибирь	1.6	19.0.

Такое же ослабление ветра наблюдается и в Северной Америке, по мере удаления от берегов океанов, морей и больших озер.

В горных местах скорость ветра может сильно изменяться в зависимости от местных условий; так, над вершиною горы образуется несколько усиленное воздушное течение; позади горной возвышенности скорость ветра обычно уменьшается и в то же время образуются вихревые движения. В некоторых узких долинах, при соответствующем направлении ветра, он может достигать силы урагана.

Суточный ход скорости ветра. Наблюдения показывают, что суточный ход скорости ветра выражен в достаточно резкой форме над сушей, тогда как над морем он почти незаметен. Вообще над сушей ночью ветер сильно ослабевает и часто наблюдается полное затишье; около 7 часов утра ветер начинает усиливаться, около часу дня достигает максимума и затем начинает падать; в среднем с 9 час. утра до 6 час. вечера, т. е. в течение 9 часов, скорость ветра оказывается повышенной по сравнению со средней суточной и в течение последующих 15 часов пониженной; таким образом в дневные часы получаются резкие изменения в скорости ветра, тогда как ночью скорость ветра изменяется очень медленно; это свидетельствует о том, что причины, вызывающие суточные изменения скорости ветра, действуют главным образом в дневные часы. Заметим, что в некоторых местах наблюдается иногда еще вторичный максимум в поздние вечерние часы.

Для иллюстрации суточного хода скорости ветра приведем табличку максимальных и минимальных значений скорости ветра и времени их наступления для Ленинграда (1901—1920 гг.), по данным Н. В. Смирновой, причем скорости ветра даны в отклонениях от среднего суточного.

Суточный ход скорости ветра (Ленинград, 1901—1920 гг.).

	М а к с и м у м.	М и н и м у м.	Среднее.
Январь	+ 0.2 м./с. (Пд)	— 0.1 м./с. (1—2 ч. н.)	5.2 м.с.
Июль	+ 1.2 „ (2 ч. д.)	— 0.7 „ (3—4 ч. н.)	4.3 „
Год	+ 0.6 „	— 0.5 „	4.8 „

Амплитуда суточных колебаний скорости ветра оказывается наименьшей зимою, наибольшей — в более теплое время; однако наибольшая амплитуда имеет место не в период наиболее высокой температуры, а в период наибольших суточных колебаний температуры. Так, напр., для Ленинграда отношение максимума скорости ветра к минимуму достигает максимума в мае (1.57), тогда как в июле оно равно 1.55; минимум того же отношения наблюдается в декабре (1.05).

В ясные дни амплитуды колебания скорости ветра вообще больше, чем в пасмурные дни; так, наблюдения в Упсале в летнее время показывают, что с увеличением облачности амплитуда суточных колебаний вообще уменьшается:

Средняя облачность.	0—2	3—6	7—10
Максимум скорости	3.23	2.95	2.40
Минимум скорости . . .	14.2°	10.2°	5.0°.
Температурная амплитуда.			

Приведенный пример показывает, что и в пасмурные дни, несмотря на значительное понижение температурной амплитуды, суточный ход скорости ветра все же выражен достаточно резко. Наиболее резко выражен суточный ход скорости ветра в самых нижних слоях воздуха, лежащих на самой небольшой высоте.

Указанный суточный ход наблюдается для ветров всех направлений, но в наших широтах он особенно резко выражен для восточных ветров; объясняется это тем, что последние сопровождаются большей частью ясной и сухой погодой; к вечеру они обычно почти совершенно затихают, к полудню же достигают значительной силы; напротив, западные ветры, чаще дующие при пасмурной и влажной погоде, дают значительно более слабо выраженный суточный ход. Пассаты, дующие в тропических странах в течение всего года в одном и том же направлении, обнаруживают над континентами резко выраженный суточный ход, причем около полудня они нередко достигают силы бури, ночью же затихают.

Над морями суточный ход скорости ветра почти незаметен, но по мере приближения к берегам, он проявляется все резче и резче.

Наблюдения над скоростью ветра на вершинах гор в средней Европе обнаруживают обратный суточный ход: здесь скорость ветра достигает максимума в ночные часы и минимума в дневные; в летнее время указанный суточный ход выражен более резко, причем максимум приходится на полночь, минимум—на полдень; зимою он выражен значительно слабее и крайние значения скорости ветра не всегда приходятся на одни и те же часы.

Таким образом суточный ход скорости ветра у поверхности земли и на некоторой высоте имеет противоположный характер; в связи с этим возникает вопрос, на какой высоте происходит смена одного типа суточного хода другим, противоположным ему. Наблюдения показывают, что высота эта доходит в среднем летом до 100 м. над поверхностью земли, зимою же только до 50 м. В зависимости от состояния погоды указанная высота изменяется: при сильных ветрах и циклонической погоде (см. ниже), когда атмосфера отличается значительной турбулентностью, она может достигать 300 м.; напротив, при антициклонической погоде и при слабых ветрах, уже на малой высоте наблюдается переход от нижнего к верхнему типу суточного хода; зимою при такой погоде граница эта опускается до 20 м. и даже ниже. На указанной высоте не наблюдается обычно резкого перехода от нижнего типа к верхнему; здесь имеет место, так сказать, переходный тип с максимумом в вечерние часы и минимумом—в утренние. Заметим, что в Потсдамской Обсерватории анемометр расположен на высоте 41 м. над поверхностью почвы и на 70 м. над окружающей равниной (обсерватория расположена на возвышенности); при такой высоте анемометр обнаруживает в Потсдаме летом нижний тип суточного хода скорости ветра, зимою—верхний.

Амплитуда суточных колебаний скорости ветра у самой земной поверхности, вследствие значительного трения движущегося воздуха о земную поверхность, вообще очень мала, на высоте 5—10 м. достигает наибольшей величины и далее вверх постепенно уменьшается.

Объяснение суточного хода скорости ветра было дано Эспи и независимо от него Кеппенем. Как указано выше, вблизи земной поверхности ветры всегда ослаблены и скорость ветра с высотой возрастает. Ночью над земной поверхностью образуется слой застаивающегося холодного воздуха большей или меньшей плотности; над ним движутся слои воздуха, не приводящие в движение нижние воздушные массы. С восходом солнца начинается вертикальная конвекция и сопровождающая ее турбулентность атмосферы; получается смещение нижних масс воздуха с верхними, более быстро движущимися; благодаря все большему и большему примешиванию к нижнему воздуху верхних, быстро движущихся масс, скорость ветра внизу должна постепенно возрасти; в то же время, благодаря все большему и большему примешиванию к верхним массам нижних масс, движущихся значительно медленнее, скорость ветра вверху уменьшается; в результате к часу дня или вообще ко времени наибольшего развития вертикальной конвекции и турбулентности, скорость ветра внизу достигает наибольшей величины, тогда как вверху она оказывается наименьшей. К вечеру вертикальная конвекция и турбулентное состояние постепенно затухают, скорость ветра внизу, под непрерывным трением воздушных масс о земную поверхность, начинает уменьшаться; скорость ветра вверху, напротив того, увеличивается, и ночью, когда вертикальный обмен воздуха прекращается, внизу наступает минимум, а вверху максимум скорости ветра. В ясные дни обмен воздуха в вертикальном направлении больше, чем в пасмурные; вследствие этого в ясные дни суточный ход должен быть выражен резче. По той же причине суточные колебания должны быть резче летом, чем зимою, а также резче над сушею, чем над океанами.

Суточный ход скорости ветра на больших высотах не может быть объяснен исключительно вертикальным обменом воздуха, так как вряд ли он на таких высотах обладает достаточной интенсивностью. Здесь, по видимому, может играть роль и другая причина: нижние слои воздуха днем, вследствие нагревания, расширяются и поднимают вверх расположенные над ними воздушные массы; ночью—эти массы, напротив того, опускаются; так как скорость ветра увеличивается с высотой, то поднятие воздушных масс должно сопровождаться ослаблением ветра на определенной высоте над уровнем моря, опускание—усилением его.

На более высоких горах наблюдается двойной суточный ход скорости ветра, особенно заметный в тропических странах. Ход скорости ветра при этом почти параллелен суточному ходу давления. Такие колебания скорости ветра, по видимому, обусловлены полусуточными изменениями давления, особенно развитыми в тропических странах; вопрос об этих колебаниях нуждается в дальнейшем развитии, и потому мы не будем останавливаться на нем подробнее.

При очень сильных ветрах максимум скорости ветра обычно наступает часа на два раньше, чем при слабых ветрах. Наблюдения в Вене показали, что при очень сильных ветрах главный максимум наступает около полудня, и, кроме того, получается еще вторичный максимум около полуночи; наименьшие значения скорости ветра наблюдаются при этом около 6 часов утра и вечера.

Суточный ход направления ветра. Благодаря местным условиям, на горах в течение суток могут наблюдаться то горные, то долинные

ветры, на берегах морей—то морские, то береговые ветры; такие ветры мы рассмотрим ниже. Здесь же остановимся на суточном ходе направления ветра вообще, независимо от местных условий.

Наблюдения, правда немногочисленные, показывают, что направление ветра в течение суток стремится изменяться по определенному закону, по крайней мере, для некоторых пунктов, исследованных в этом отношении. Для того, чтобы лучше судить о суточном ходе направления ветра, следует найти средние значения направления и скорости ветра для различных часов суток, и из этих значений, пользуясь пра-

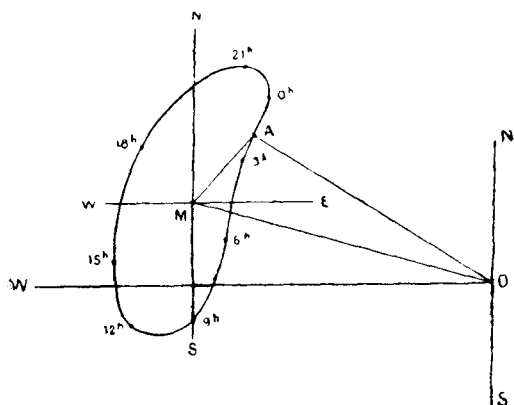


Рис. 107.

вилом параллелограмма скоростей, вычесть среднее суточное значение скорости ветра; вычитание надо произвести геометрическое, как это вообще принято для векторов. Такие вычисления, сделанные для Эйфелевой башни, дают суточный ход направления ветра, представленный диаграммой на рис. 107: до полудня имеют место восточные ветры, около полудня—южные, после полудня—западные и ночью—северные; таким образом ветер как бы стремится дуть из той части горизонта, в которой находится солнце; ветер как бы поворачивается вместе с солнцем. К таким же результатам приводят наблюдения и для других мест Европы и Америки. Для Нукуса на Аму-Дарье в летнее время восточные ветры наиболее часты в 9—11 час. утра, южные в 11 часов, западные в 1—3 ч. дня и северные в 3—5 час. вечера. И здесь ветер поворачивается вместе с солнцем. Согласно народным приметам, вращение ветра в течение дня вместе с солнцем есть признак продолжительной хорошей погоды; эта примета является подтверждением того, что указанное выше вращение ветра действительно наблюдается в ясные спокойные дни. Аналогичный суточный ход направления ветра обнаруживается и на горах в 2—4 км. высоты.

Причина такого суточного хода направления ветра, повидимому, объясняется следующим образом: в дополуденные часы наиболее нагретыми должны быть массы воздуха, расположенные на восток от места наблюдения, после полудня—массы воздуха, расположенные на западе. Если сравнить давление на некоторой высоте для теплых и холодных масс, то оно, как мы видели выше, должно быть больше для теплого воздуха и, следовательно, до полудня давление больше на востоке и ветер получает восточную слагающую; обратное соотношение получается в послеполуденные часы; как увидим ниже, вследствие вращения земли, воздушные течения при своем движении должны постепенно отклоняться в северном полушарии вправо, переходя из восточных ветров постепенно в южные и из западных в северные; таким образом получается полный поворот ветров вслед за солнцем. Рассуждения наши относятся к слоям воздуха, расположенным на некоторой высоте над земной поверхностью. Повидимому, эти изменения направления ветра, благодаря турбулентности воздуха, передаются нижним слоям атмосферы.

Годовой ход направления и скорости ветра. Годовой ход направления и скорости ветра не одинаков в различных местах и обусловлен

в значительной мере местными влияниями. Хельман нашел, что в Европе в более высоких широтах и на берегах, расположенных с наветренной стороны, максимум скорости ветра приходится на зимние месяцы, минимум же—на июнь—июль; внутри континентов максимум приходится на март—июль, минимум—на август—сентябрь; годовая амплитуда скорости ветра больше у берегов, нежели внутри континентов; на горах максимум скорости ветра наблюдается зимою, минимум—летом.

Что касается годового хода направления ветра, то непериодические изменения сильно затемняют и искажают этот ход; значительное влияние оказывают и чисто местные условия; вследствие этого представляется крайне затруднительным дать какие-либо определенные положения для годового хода направления. Ниже в главе о климате мы остановимся на годовом ходе ветров для СССР.

Наибольшие значения скорости и давления ветра. Не лишним будет остановиться на наибольших скоростях, отмеченных в нижних слоях атмосферы. Во время сильной бури 20 октября 1882 года на Манилле анемометр был разрушен, но непосредственно перед разрушением он отметил скорость ветра в 54 м./сек.; такая же скорость была отмечена во время бури на острове Маврикия 29 апреля 1892 года. По мнению Кеппена, указанная величина несколько преувеличена: по-видимому, она равнялась 40 м./сек. Во время бури 10 декабря 1884 г. средняя суточная скорость ветра в Вене была равна 24 м./сек., среднее значение ее за часовой интервалл от 6 до 7 час. утра составляло 27.5 м./сек., в отдельные же моменты она достигала 40 м./сек. и даже больше. Вблизи Ливерпуля 22 декабря 1894 года скорость ветра достигала 48 м./сек. для часового интервалла, иногда даже превосходя эту скорость. Наблюдения на вершине Эйфелевой башни (305 метр.) 12—13 ноября 1894 года дали максимум скорости в 42 м./сек., а в отдельные моменты до 50 м./сек.

Хельман считает, что наиболее ветренным местом на земле является бухта Коммонуэльз в Аделилэнде на краю антарктического континента (67° ю. ш., $42^{\circ} 41'$ в. д.); здесь средняя годовая скорость ветра оказалось равной 22.3 м./сек., в некоторые дни средняя суточная скорость была 44 м./сек., причем в отдельные моменты она достигала 90 м./сек.

Такие колоссальные скорости ветра развивают, очевидно, огромные давления; максимум давления ветра достигает, согласно записям анемографов, 270 кгр./м.²; буря 20 марта 1875 года в северной Америке сопровождалась сильными разрушениями; судя по последним, давление ветра следует принять равным 330 кгр./м.².

Влияние препятствий и леса на скорость ветра. Проф. А. А. Фридман показал, что порывистость ветра объясняется постоянными вихрями, образующимися в атмосфере; эти вихри возникают при обтекании ветром неровностей земной поверхности, разного рода препятствий, на границе двух воздушных масс, имеющих различную скорость движения и проч. Большое значение имеет, кроме неровностей земной поверхности, также неравномерное распределение суши и воды, лесных участков и полей, солнечных и затененных участков, сырых и сухих мест. Во всех перечисленных случаях происходит завихренное движение воздуха. Встречая на своем пути лес, воздушные течения поднимаются, затем с подветренной стороны у опушки леса они опускаются, но не полностью; в результате с подветренной стороны лесного участка образуются вихри; завихренное движение получается также над самым лесом; вихревая деятельность развивается точно также и позади всякого

рода препятствий в виде оград, высоких зданий, отдельных деревьев и проч. (рис. 108). На образование вихрей затрачивается значительная часть кинетической энергии воздушных течений, вследствие чего уже на некотором расстоянии от преграды скорость ветра начинает уменьшаться и достигает минимума за преградой. Этим ослаблением ветра

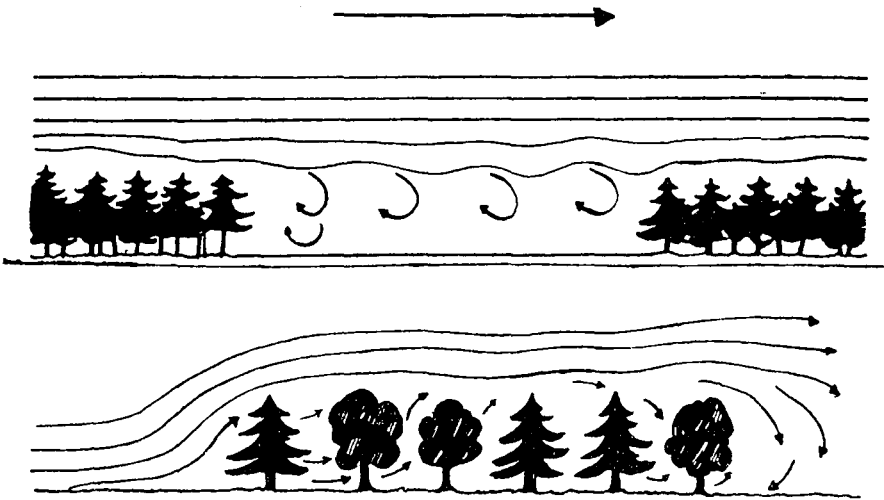


Рис. 108.

объясняется неравномерное распределение снежного покрова при снегопадах; позади и перед преградами образуются нередко большие снежные сугробы; то же наблюдается и у опушек леса и на лесных полянах, особенно с подветренной стороны.

Особенно сильно ослабляется скорость ветра внутри густого леса, представляющего собою целый ряд таких преград; значительное или почти полное затухание ветра внутри леса затрудняет обмен воздуха и влияет на распределение температуры и влажности внутри леса и на небольших полянах.

Насколько сильно влияет лес на уменьшение скорости ветра, видно из наблюдений проф. Г. А. Любославского в парке Лесного Института; так, напр., на небольшой поляне скорость ветра составляла всего лишь 2 м./сек., тогда как над деревьями она достигала 7 м./сек. Проф. Н. С. Нестеров произвел ряд наблюдений в насаждениях парка Тимирязевской Академии; внутри леса ветер быстро затихал: на расстоянии 50 м. от опушки скорость была 55—78% первоначальной, на 70 м. 23—27%, на 100 м. 7% и на 200 м. 2—3%.

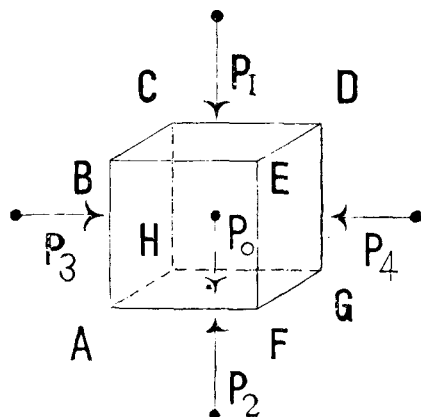
Лесные массивы уменьшают скорость ветра также и в открытых местах по соседству с лесом. Насколько сильно влияет лес на уменьшение скорости ветра, видно, напр., из одновременных наблюдений скорости ветра в Хреновском бору вблизи леса и в степи:

расстояние от леса	50 м.	100	150	200	300
скорость ветра в м./сек.	1.5	3.2	3.3	4.0	4.7:

в то же время над лесным покровом она равнялась 5 м./сек.

Происхождение воздушных течений.

Условия равновесия в атмосфере. Выделим мысленно из общей массы атмосферы весьма малый элементарный объем $ABCEFGH$ (рис. 109); пусть масса содержащегося в нем воздуха равна m . Очевидно, на наш объем действуют следующие силы: 1) сила тяжести или вес нашей массы p_0 ; сила эта направлена нормально к поверхности уровня, 2) упругость окружающего воздуха, выражающаяся в давлениях p_1, p_2, p_3, p_4, p_5 и p_6 на грани нашего объема (давления p_5 и p_6 на грани $ABEF$ и $CDGH$ на чертеже не обозначены); давления эти направлены нормально к граням. Для равновесия рассматриваемого объема воздуха необходимо, чтобы



$$p_2 = p_1 + p_0, \quad p_3 = p_4 \quad \text{и} \quad p_5 = p_6.$$

Рис. 109. Условия равновесия в атмосфере.

Обозначим через g — ускорение силы тяжести; очевидно, $p_0 = mg$ и потому, видоизменив несколько первое уравнение, получаем следующие условия равновесия в атмосфере:

$$p_2 - p_1 = mg,$$

$$p_3 = p_4 \quad \text{и} \quad p_5 = p_6.$$

Если $p_2 - p_1$ не равно mg , то наш элементарный объем получает движение по вертикальному направлению, давая восходящее или нисходящее движение. Если боковые давления не равны, то получается горизонтальное движение.

Рассмотрим подробнее условия, при которых боковые давления могут быть равны между собою. Очевидно, в каждой точке пространства, в котором помещается некоторая масса m , последняя притягивается всеми окружающими ее массами, а именно, всеми массами земного шара и атмосферы; кроме того, наша масса обычно участвует в общем вращательном движении земного шара вокруг его оси, вследствие чего развивается центробежная сила. Учитывая все эти силы, действующие на массу m , можно найти для каждой точки пространства результирующую этих сил или напряжение силы тяжести. Зная напряжение силы тяжести в различных точках, мы можем провести ряд непрерывных поверхностей, которые во всех своих точках будут нормальны к напряжению силы тяжести. Эти поверхности называются поверхностями уровня силы тяжести. Уровень моря представляет собою одну из таких поверхностей, так как он во всех своих точках нормален к напряжению тяжести. Подобный же вид имеют и

другие поверхности уровня, проходящие через нашу атмосферу. Бьеркнес определил точное положение таких поверхностей уровня силы тяжести и дал для нахождения их соответствующие таблицы. Так, поверхность уровня, проходящая над экватором на высоте 10 км., над полюсом лежит на 93 м. ниже (по отношению к уровню моря). Небольшую часть такой поверхности уровня, очевидно, можно считать за горизонтальную плоскость.

Для того, чтобы боковые давления были равны между собою и взаимно уравнивались, необходимо и достаточно, чтобы поверхность уровня, проходящая через центр тяжести нашего объема, совпала с поверхностью одинакового давления, проходящей через тот же центр тяжести. Если эти поверхности не совпадают, то боковые давления не равны и масса приходит в движение. В самом деле, пусть AA' , BB' , CC' и т. д. (рис. 110) представляют различные поверхности

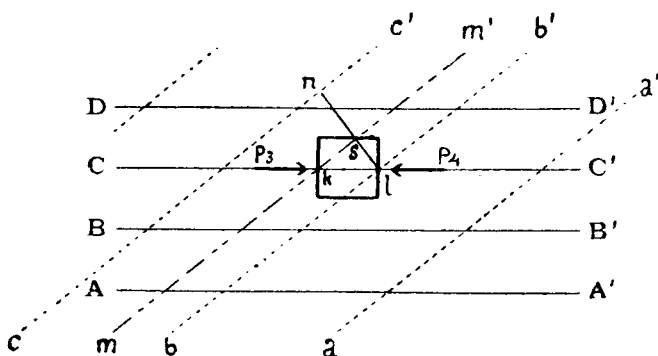


Рис. 110. Поверхности уровня силы тяжести и поверхности одинакового давления.

уровня силы тяжести, а прямые aa' , bb' , cc' и т. д.—поверхности одинакового давления, причем при переходе от поверхности aa' к bb' , от bb' к cc' и т. д. давление убывает на 1 мм. Из чертежа нетрудно видеть, что в этом случае боковое давление p_4 больше давления p_3 и наш объем не может находиться в равновесии, но должен двигаться влево. Разность давления $p_4 - p_3$, очевидно, тем больше, чем больше угол, образуемый поверхностями одинакового давления с поверхностями уровня силы тяжести. Лишь в том случае, когда система поверхностей одинакового давления совпадает с поверхностями уровня силы тяжести, разность $p_4 - p_3$ равна нулю и получается равновесие. Если это условие не соблюдается, то вдоль поверхности уровня появляется разность давления или, как говорят, градиент давления, приводящий массу m в движение.

Опыт Шпрунга. Чтобы лучше выяснить себе происхождение воздушных течений, вызываемое появлением разностей давления вдоль поверхностей уровня силы тяжести, рассмотрим классический опыт Шпрунга. Возьмем две сообщающиеся вертикальные трубки AB и CD (рис. 111), соединенные между собою трубкою BC внизу и трубкою GH с краном вверху. Пусть обе трубки наполнены водою до уровня GH при температуре 10° , причем высота воды в обоих коленах равна 1 м. Закроем кран R . Будем теперь нагревать правое колено до 100° , пропуская пар по оболочке, окружающей это колено, в то же

время в левом колене будем поддерживать температуру воды при 10° . Вода в правом колене, очевидно, расширится и при температуре 100° столб ее поднимется до высоты 1043 мм. Но при этом давление обоих столбов у оснований В и С остается попрежнему одинаковым. Откроем теперь кран R. Так как на уровне GH в левом колене давление производит только атмосфера, а в правом колене, кроме атмосферы, также столб воды высотой в 43 мм., то, очевидно, на уровне GH давление неодинаково и вода должна начать перетекать по верхней соединительной трубке из правого колена в левое. Как только часть воды перейдет из трубки CD в трубку AB, давление воды у основания трубки АВ станет больше, чем у основания трубки CD, и вода по трубке BC начнет течь слева направо. Если все время поддерживать наши трубки при температурах 100° и 10° , то установится постоянное движение жидкости в нашей системе трубок в виде замкнутой циркуляции: в трубке BC вода течет слева направо, затем в нагретой трубке CD она поднимается вверх, в верхней соединительной трубке течет справа налево и наконец в холодной трубке АВ опускается вниз. Если измерить высоты обоих столбов воды и привести их к одинаковой температуре, напр., к 10° , то окажется, что основание теплой трубки С выдерживает давление столба воды в 987 мм. при температуре 10° ; тогда как основание холодной трубки В находится под давлением столба воды в 1014 мм. при той же температуре. Таким образом, при установившейся циркуляции, в нижней части нагретой трубки давление понижено, а в холодной повышено; наверху у уровня GH имеем обратное распределение давления: в верхней части нагретой трубки давление повышено, а в верхней части холодной трубки понижено. В средней части трубок на некоторой высоте давление в обоих столбах должно быть одинаково.

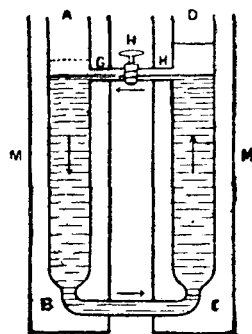


Рис. 111.
Опыт Шпрунга.

Термические циркуляции воздуха. Описанный опыт Шпрунга можно распространить на нашу атмосферу, как это было сделано Ханном. Пусть AA' (рис. 112) представляет часть земной поверхности, над

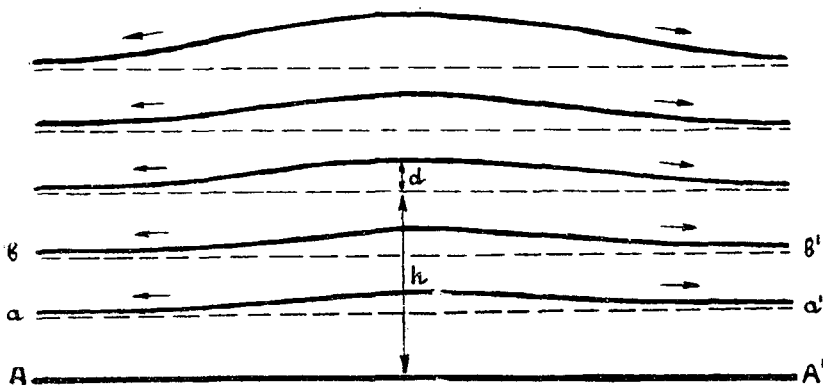


Рис. 112. Изобарические поверхности при нагревании.

которой расположена атмосфера; допустим, что атмосфера находится первоначально в состоянии равновесия; пунктирные линии aa', bb' и т. д. представляют собою поверхности одинакового давления, которые со-

впадают с поверхностями уровня силы тяжести. Предположим теперь, что в центральной части происходит местное нагревание почвы, охватывающее круговую область. От поверхности земли нагревание постепенно передается расположенному над ним вертикальному столбу воздуха. Воздух при этом расширяется, плотность его уменьшается; вследствие этого поверхности одинакового давления (изобарические поверхности) поднимаются вверх и принимают выпуклую форму, изображенную на рисунке сплошными линиями. Нетрудно видеть, что при таком изгибе изобарических поверхностей давление на некоторой высоте над центральной частью должно быть больше, чем на такой же высоте над соседними точками земной поверхности; в то же время давление у земной поверхности остается во всех точках одинаковым, так как количество воздуха, расположенное над земной поверхностью, остается пока неизменным.

Так как наши поверхности одинакового давления уже не совпадают более с поверхностями уровня силы тяжести, в результате давление вдоль поверхности уровня убывает от центра к периферии; вследствие этого массы воздуха наверху приходят в движение, направляясь от нагретого центра к более холодным местам по периферии. Таково первое действие, вызываемое неравномерным нагреванием смежных между собою масс воздуха. Аналогичное движение воды получается и в опыте Шпрунга в самом начале после открытия крана.

Однако, циркуляция воздуха не ограничивается указанными движениями. В самом деле, как мы видели, наверху воздух направляется от центра к периферии; вследствие этого давление внизу в центральной части должно понижаться, а по периферии повышаться; в результате в нижних слоях поверхности одинакового давления деформируются, обращаясь своею выпуклостью вниз (рис. 113), и воздух в нижних

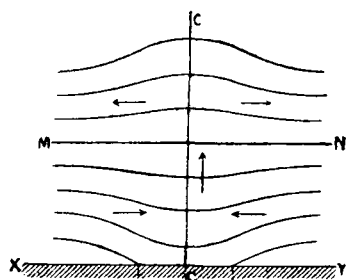


Рис. 113. Изобарические поверхности при нагревании.

слоях направляется от периферии к центру, т. е. от более холодных мест к более нагретому центру. Наклон поверхностей одинакового давления по мере поднятия над земной поверхностью уменьшается и на некоторой высоте изобарическая поверхность MN принимает форму горизонтальной поверхности; далее вверх изобарические поверхности изгибаются своей выпуклой стороною все более и более вверх, и воздушные течения направляются здесь от центра к периферии. Такая циркуляция должна постепенно ослабляться; однако, если нагревание центральной части непрерывно продолжается, то получается стационарное движение, дополненное восходящими течениями в центральной части и нисходящими на периферии.

Таким образом, благодаря нагреванию, охватывающему некоторую часть земной поверхности, должна образоваться следующая циркуляция воздуха: наверху происходит движение воздуха от нагретого центра к периферии, внизу, напротив, от периферии к центру; в центральной нагретой части образуются восходящие течения, по перифериям нисходящие. Что касается распределения давления, то внизу имеет место пониженное давление в центре, к периферии давление постепенно возрастает; вверху же распределение давления обратное: повышенное давление в центре и постепенно понижающееся к периферии. Следовательно, характер циркуляции и распределения давления вполне аналогичен таковым в опыте Шпрунга.

Обратная система воздушных течений и распределения давления получится в том случае, если в центральной части какой-либо местности происходит длительное охлаждение земной поверхности и прилежащих слоев атмосферы (рис. 114). В этом случае изобарические поверхности наверху обращаются своими выпуклостями вниз, вследствие чего здесь образуются воздушные течения от периферии к более холодной центральной части; благодаря таким течениям, давление у поверхности земли увеличивается в центральной части и уменьшается по периферии; изобарические поверхности здесь изгибаются выпуклостями вверх, вследствие чего получают течения от холодного центра к более теплым периферическим частям. Эта система течений дополняется нисходящими течениями в центральной части и восходящими течениями по периферии.

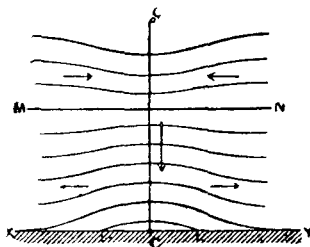


Рис. 114. Изобарические поверхности при охлаждении.

Если распределение давления и систему воздушных течений проэктировать на горизонтальную плоскость, то в случае нагревания центральной части известной области, получатся внизу изобары, расположенные в виде концентрических окружностей с минимумом давления в центре; воздушные же течения будут направлены к центру. В случае охлаждения центральной части известной местности получается обратное распределение давлений и воздушных течений.

Небесполезно иметь в виду, что при только что описанных термических пертурбациях, сопровождающихся циркуляцией воздуха, массы воздуха, охваченные движениями, должны иметь значительно большее протяжение в горизонтальном, нежели в вертикальном направлении; горизонтальные размеры области, охваченной термическими пертурбациями, могут простираются на тысячи км., тогда как вертикальные размеры их редко превосходят 10 км. При таких условиях вертикальные течения в описанной циркуляции должны быть несравненно более слабыми, чем горизонтальные; в то время, как последние представляют собою ветры в обычном смысле этого слова, восходящие и нисходящие течения совершаются чрезвычайно медленно; эти медленные движения не представляют собою ветра в обычном смысле этого слова и не могут быть обнаружены обычными анемометрами.

Как мы видели, термические аномалии могут обнаруживаться в среднем для продолжительного промежутка времени, примером может служить область отрицательной термической аномалии зимою над северо-восточной частью Азии. Эта аномалия должна отразиться и на среднем распределении давления и воздушных течений в этой области; так, над северо-восточной частью Азии в зимнее время года должна иметь место внизу область повышенного давления и воздушные течения должны иметь тенденцию растекаться во все стороны от этой охлажденной области; в то же время в верхних слоях над этой областью должно иметь место пониженное давление и воздушные течения должны иметь тенденцию направляться к этой области. Тесная связь между областями термических аномалий и областями повышенного и пониженного давлений отчетливо видна из сравнения карт изобар и изаномал и была уже давно подмечена Тейссеран-де-Бором.

Однако, надо иметь в виду, что кроме описанных областей повышенного или пониженного давления, обусловленных термическими причинами, существуют еще барометрические области динамического происхождения.

Движущая сила градиента давления. Как указано выше, атмосферные течения обязаны своим непосредственным возникновением разностям давления, имеющим место вдоль поверхностей уровня силы тяжести. Одной из таких поверхностей является поверхность, совпадающая с уровнем моря. Если мы построим для данного момента карту изобар, то она даст нам возможность судить о распределении давления и о тех разностях давления, которым мы обязаны возникновением воздушных течений. Разности давлений характеризуются градиентом давления. Как мы видели выше (стр. 203), градиент этот изображается в виде вектора, направленного по нормали к изобаре в сторону убывающего давления; величина его представляет собою уменьшение давления в направлении указанной нормали, рассчитанное на расстояние, равное 1° меридиана (111 км.). Наличие градиента давления дает начало воздушным течениям. Уже при градиенте в 2 мм. можно ожидать сильного ветра.

Пусть градиент давления в данной точке равен G мм.; интересно определить, какова будет при таком градиенте движущая сила, действующая на 1 см.^3 воздуха. Представим себе мысленно 1 см.^3 воздуха в виде куба, грани которого $ABB'A'$ и $CDD'C'$ (рис. 115) направлены перпендикулярно градиенту G . Движущая сила, действующая на 1 см.^3 , очевидно, равна:

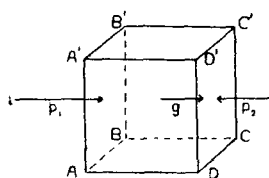


Рис. 115. Движущая сила градиента.

$$\Delta p = p_1 - p_2.$$

Так как Δp представляет собою изменение давления на расстоянии 1 см., а G такое же изменение, рассчитанное на 111 км. или на 11100000 см., то:

$$\Delta p = p_1 - p_2 = \frac{G}{11100000} \text{ мм. ртутного столба.}$$

Таким образом движущая сила соответствует давлению ртутного столба высотой $\frac{G}{11100000}$ мм. на см.² (так как каждая грань нашего куба равна одному см.²). Чтобы перевести эту силу в абсолютные единицы, заметим, что нормальное давление в 760 мм. равно 1013250 дин на см.²; таким образом 1 мм. ртутного столба соответствует давлению $\frac{1013250}{760}$; поэтому движущая сила:

$$\Delta p = \frac{1013250 \times G}{760 \times 11100000} \text{ дин} = 1.2011 \times 10^{-4} G \text{ дин.}$$

Найденная сила действует на массу ρ , где ρ — масса одного см.³ воздуха, равная его плотности. Деля Δp на соответствующую массу ρ , мы найдем ускорение γ этой силы:

$$\gamma = \frac{1.2011 \times 10^{-4}}{\rho} G;$$

отсюда мы видим, что при одном и том же градиенте давления развиваемое им ускорение, а следовательно и скорость, тем больше, чем меньше плотность воздуха; вследствие этого, ускорение тем больше, чем выше лежит данная масса воздуха над уровнем моря. Так как при

нормальных условиях (760 мм. и 0°) у уровня моря $\rho = 0.001293$ гр./см.³, то в этом случае искомое ускорение γ оказывается равным $1.2011 \times 10^{-4} G : 0.001293$ или

$$\gamma = 0.093 \text{ Г см./сек.}^2 \quad (1)$$

При градиенте G , равном 1 мм., ускорение, сообщаемое им движущейся массе, равно 0.093 см./сек.² или в 9480 раз (почти в 10000 раз) меньше ускорения силы тяжести ($g=981$ см./сек.²).

Если бы, кроме силы, обусловленной градиентом, никаких других сил на нашу массу воздуха не действовало, то она двигалась бы равномерно-ускоренно с ускорением, равным γ . Пусть S —обозначает пройденный массой путь; тогда, согласно формулам равномерно-ускоренного движения, наша масса в конце своего пути приобрела бы скорость $v = \sqrt{2 \gamma S}$ или на основании равенства (1):

$$v = \sqrt{0.186 GS}. \quad (2)$$

Из этой формулы найдем, что на пути в 1 км. при градиенте в 2 мм. наша масса приобрела бы скорость 2 м./сек.; а на пути в 100 км. скорость оказалась бы равной 20 м./сек. Однако, как увидим ниже, кроме движущей силы градиента, на воздушные массы действуют и другие силы, а именно, отклоняющая сила вращения земли и сила трения. По мере возрастания скорости движения воздушной массы, растет и сила трения; очевидно, по прошествии некоторого промежутка времени сила трения станет равной движущей силе; после этого движение воздуха должно происходить равномерно, если на него не действуют другие силы.

Отклоняющее действие вращения земли. Теоретические исследования показывают, что всякое тело, брошенное вдоль земной поверхности, движется относительно нее не прямолинейно, но стремится отклониться в северном полушарии вправо, а в южном влево; такое отклонение происходит вследствие вращения земли вокруг ее оси. Не имея возможности дать точное решение этой задачи, требующее знакомства с высшим анализом и механикой, мы ограничимся приближенным элементарным решением. Пусть A (рис. 116) представляет собою некоторую точку земной поверхности, расположенную под широтой φ и NAS —меридиан точки A ; пусть, кроме того, линия AP , проведенная касательно к меридиану, дает нам направление полуденной линии, направленной своим концом P на север; вообразим наконец плоскость, проходящую через AP и касательную к земной поверхности; она представляет собою горизонтальную плоскость относительно точки A . По прошествии некоторого малого промежутка времени t , точка A , вследствие вращения земли, перейдет

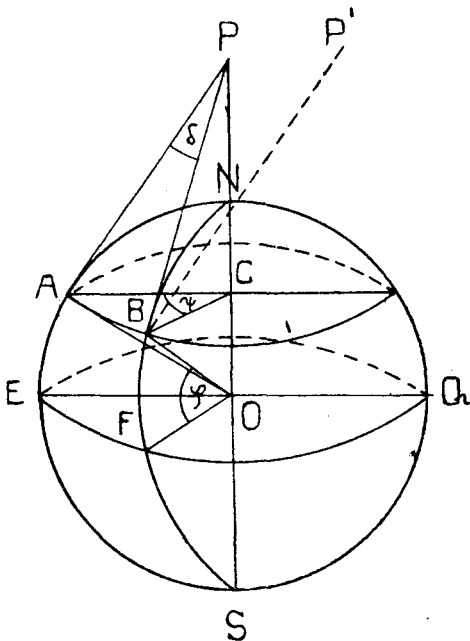


Рис. 116. Вращение земли.

в точку В, причем полуденная линия придет в положение ВР и повернется таким образом на угол δ относительно своего первоначального направления АР или ВР'. Найдем величину угла δ . Малую дугу АВ мы можем рассматривать, как дугу круга, описанного радиусом АС из точки С, как центра; поэтому $AB = AC \cdot \psi$, где ψ — угол АСВ; с другой стороны, мы можем рассматривать АВ как дугу, описанную из центра Р радиусом АР; в таком случае $AB = AP \cdot \delta$. Таким образом $AC \cdot \psi = AP \cdot \delta$; откуда $\delta = \psi \cdot \frac{AC}{AP}$.

нетрудно видеть, что $\frac{AC}{AP} = \sin APC$; так как стороны углов APC и

AOE взаимно перпендикулярны, то $\angle APC = \angle AOE = \varphi$; поэтому $\delta = \psi \sin \varphi$. Угол ψ представляет собою угол, на который поворачивается земля вокруг своей оси за t сек.; обозначим через ω — угловую скорость вращения земли, т. е. угол, на который поворачивается земля за 1 сек.; поэтому $\psi = \omega t$, откуда имеем:

$$\delta = \omega t \sin \varphi.$$

В результате вращения земли, полуденная линия АР, лежащая в горизонтальной плоскости, по прошествии времени t , принимает положение ВР; следовательно, она переместилась из АР в ВР' и, кроме того, повернулась влево от первоначального направления на угол $\delta = \omega t \sin \varphi$.

Допустим теперь, что в начальный момент из точки А (рис. 117) было брошено в горизонтальном направлении тело под углом α к полуденной линии со скоростью v ; если бы

земля была неподвижной, то, по прошествии весьма малого времени t , тело, пройдя путь АС, равный $v \cdot t$, оказалось бы в точке С; вследствие же вращения земли точка земной поверхности переместится в В, а наше движущееся тело окажется в точке D, т. е. на конце диагонали параллелограмма, построенного на путях АВ и АС¹⁾. Проведем из В прямую линию, лежащую в нашей горизонтальной плоскости и образующую угол α с ВР, и отложим на ней отрезок ВD', равный $v \cdot t$; тогда точка D' даст нам то положение, которое должно было бы занимать брошенное тело, если бы оно сохранило свое прежнее угловое направление движения относительно полуденной линии. Мы видим, что наше тело, благодаря вращению земли, занимает, по прошествии времени t , положение D вместо D'; таким образом, вследствие вращения земли, появляется как бы новая, добавочная сила, которая

отклоняет брошенное тело вправо на величину D'D. Из чертежа видно, что $\angle D'BD = \alpha - \angle D'BP'$; $\angle PBP' = \delta = \alpha - \angle DBP'$; поэтому $\angle D'BD = \delta = \omega t \sin \varphi$.

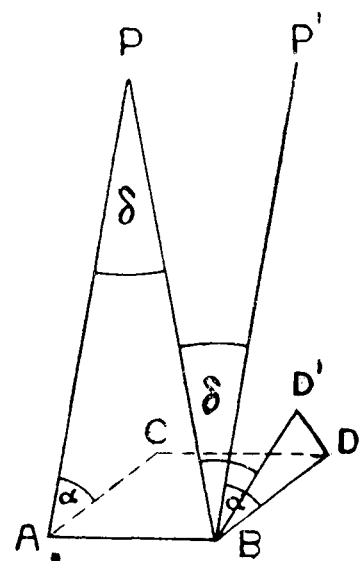


Рис. 117. Отклоняющее действие вращения земли.

¹⁾ Вследствие малости времени t , можно принять, что дуга АВ почти прямая и что прямая АС лежит в плоскости АРВ.

Благодаря указанной добавочной силе, наша точка описала добавочный путь $D'D$, который в виду малости угла δ можно принять за дугу, описанную из B радиусом $BD = vt$. Поэтому $D'D = BI$. $\delta = v \omega \sin \varphi t^2$. С другой стороны, под действием этой добавочной силы, тело наше должно пройти путь $D'D$ равномерно ускоренным движением; следовательно, $D'D = \frac{1}{2} f t^2$, где f — ускорение нашей силы.

$$\text{Отсюда имеем } D'D = \frac{1}{2} f t^2 = v \omega \sin \varphi t^2 \text{ или}$$

$$f = 2 v \omega \sin \varphi.$$

В нашу формулу входит угловая скорость вращения земли ω ; она представляет собою выраженный в радианах угол, на который поворачивается земля при своем вращении в одну секунду; поэтому $\omega = \frac{2\pi}{T}$, где T — время полного оборота земли около оси, выраженное в секундах; $\omega = 0.00007294$. Таким образом имеем

$$f = 2 v \omega \sin \varphi \text{ или } f = 0.000146 v \sin \varphi. \quad (3)$$

Найденное нами значение ускорения f , очевидно, численно равно силе, действующей на тело, масса которого равна единице. Вследствие вращения земли получается как бы добавочная сила, пропорциональная скорости движения тела v и синусу широты места φ . Эта сила всегда направлена перпендикулярно скорости и при этом в северном полушарии вправо от нее; нетрудно показать, что в южном полушарии наша сила должна быть направлена влево. Следует отметить, что мы рассматриваем здесь лишь горизонтальную слагающую этой силы.

Найденная нами сила, действующая всегда перпендикулярно к направлению движения, не может ни ускорять, ни замедлять движения тела; она не изменяет величины скорости движения, но только отклоняет тело от его первоначального направления движения: вследствие этого она обычно называется отклоняющей силой вращения земли. На экваторе, где $\varphi = 0^\circ$, она равна нулю, у полюсов же, где $\varphi = 90^\circ$, она достигает наибольшей величины, а именно $2 v \omega$.

Отклоняющая сила вращения земли имеет огромное значение в динамической метеорологии; всякая движущая масса подвержена ее действию. Она проявляется также весьма отчетливо в морских течениях. Отклоняющим действием вращения земли пытались объяснить перемещение лож рек в северном полушарии — вправо, в южном — влево, вследствие чего правый берег многих рек северного полушария высокий и крутой, а левый пологий (закон Бэра).

Ускорение, вызываемое этой силой, выражается при скорости ветра $v = 20$ м./сек. следующими числами:

Широта	10°	30°	50°	70°	90°
Ускорение	0.05	0.15	0.22	0.27	0.29 см./сек. ²

Отклоняющая сила вращения земли так же, как и движущая сила градиента, по сравнению с силой тяжести, дающей ускорение 981 см./сек.², оказывается очень малой. Тем не менее ее важную роль при всех воздушных течениях можно объяснить тем, что других, гораздо более значительных горизонтальных сил, действующих на воздушные массы, в природе не имеется; кроме того, при горизонтальном движении обычно проходятся значительные расстояния; отклоняющая

сила действует непрерывно, и эффект ее действия с течением времени может непрерывно возрастать.

Благодаря отклоняющей силе вращения земли, тело, которому сообщена некоторая скорость, будучи предоставлено самому себе, если оно не подвержено действию трения, должно двигаться не прямолинейно, а по некоторой криволинейной траектории. Для сравнительно небольших участков на земной поверхности, для которых широту места можно считать постоянной, кривая эта представляет собою приблизительно круг (рис. 118). Чтобы найти радиус этого круга, заметим, что на движущуюся массу А действует, с одной стороны, отклоняющая сила вращения земли, направленная к центру и сообщаящая массе А ускорение $AF = 2 v \omega \sin \varphi$; с другой стороны, в противоположном направлении действует центробежная сила, ускорение которой $AZ = \frac{v^2}{r}$, где r — радиус круга. Тело дви-

Рис. 118. Круг инерции.

жется по инерции с постоянной скоростью; вследствие этого обе силы взаимно уравниваются и, следовательно,

$$2 v \omega \sin \varphi = \frac{v^2}{r},$$

откуда

$$r = \frac{v}{2 \omega \sin \varphi} = \frac{v}{0.000146 \sin \varphi}. \tag{4}$$

Рассмотренный нами круг называется кругом инерции. Радиус его тем меньше, чем ближе к полюсу происходит движение и чем меньше скорость движения. Приведем значения r для различных широт для двух скоростей движения:

Значения радиуса круга инерции в км.

Широты	10°	30°	50°	70°	90°
$v=20$ м./сек.	792	275	180	146	138
$v=5$ "	198	69	45	36	34

Длина его окружности, очевидно, равна $2 \pi r = \frac{\pi v}{\omega \sin \varphi}$. Так как тело движется со скоростью v , то полный круг оно описывает за время $T_1 = \frac{2 \pi r}{v} = \frac{\pi}{\omega \sin \varphi}$. Выше мы видели, что $\omega = \frac{2 \pi}{T}$, где T есть время обращения земли вокруг оси; подставляя значение ω в предыдущее уравнение, находим:

$$T_1 = \frac{T}{2 \sin \varphi}.$$

У полюса $\varphi = 90^\circ$ и потому $T_1 = \frac{1}{2} T$, т. е. 12 часам; под широтою

$30^\circ \sin \varphi = 1/2$ и $T_1 = T$, т. е. 24 часам. Таким образом тело, движущееся по кругу инерции, совершает полное круговое движение в 12 часов у полюса и в 24 часа под широтой 30° .

Сила трения. Кроме отклоняющего действия вращения земли, на движущее тело оказывает влияние трение о земную поверхность. Согласно исследованиям Гульдберга и Мона, при тех скоростях, какие имеют место в атмосфере, силу трения можно считать пропорциональной скорости движения и направленной прямо противоположно движению; поэтому ее можно выразить в первом приближении следующим образом:

$$T = -k v, \quad (5)$$

где k — коэффициент трения. Коэффициент трения не остается постоянным; он зависит от конфигурации земной поверхности; нетрудно видеть, что он должен быть большим в горных странах и сравнительно малым над морями.

На рис. 119 указано примерное распределение действующих сил: p_1 и p_2 представляют собою две соседние изобары; AC дает нам движущую силу, обусловленную градиентом и действующую на точку A ; эта сила направлена по нормали к изобаре в сторону убывающего давления. AB дает направление движения; вследствие отклоняющего действия вращения земли оно направлено вправо от градиента; AF представляет собою отклоняющую силу вращения земли; она направлена перпендикулярно к движению и при том вправо. Наконец сила AT , направленная прямо противоположно движению, дает нам силу трения.

Рис. 119. Расположение действующих сил.

Под действием отклоняющей силы вращения земли, направление ветра обычно не совпадает с направлением градиента, оно находится всегда под углом, составленным изобарой и градиентом и при том всегда вправо (в северном полушарии) от градиента; отсюда можно вывести следующее правило: если стать спиной к ветру (рис. 119), то низкое давление находится слева и несколько впереди, а высокое — справа и несколько позади. Правило это известно в метеорологии под названием закона Бюйсс-Балло.

Прямолинейное и равномерное движение воздуха. Рассмотрим раньше всего прямолинейное, равномерное движение воздуха (установившееся движение). Пусть (рис. 120) AC дает нам движущую силу, обусловленную градиентом, AB — направление движения, AF — отклоняющую силу вращения земли и AT — силу трения. В нашем случае установившегося равномерного движения все эти три силы должны быть взаимно уравновешены и частичка воздуха должна двигаться только по инерции

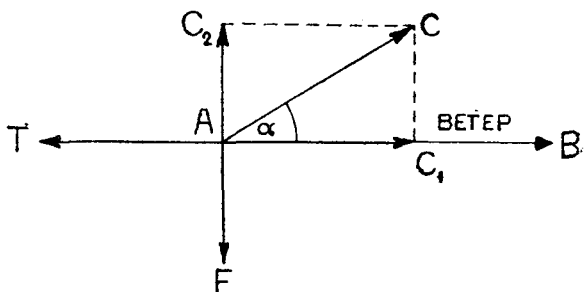


Рис. 120. Установившееся прямолинейное движение.

Найдем условие равновесия этих трех сил. Для этого разложим силу AC по правилу параллелограмма сил на две слагающие— AC_1 по направлению движения и AC_2 по направлению, перпендикулярному движению. Таким образом у нас получилось 4 силы: AC_1 , AC_2 , AF и AT . Нетрудно видеть, что все четыре силы взаимно уравновешиваются при условии, если

$$AC_1 = AT \text{ и } AC_2 = AF.$$

Из рисунка видно, что $AC_1 = AC \cos \alpha$ и $AC_2 = AC \sin \alpha$; согласно равенству (1) (стр. 327) можно положить

$$AC = \gamma = 0.093 \text{ Г};$$

поэтому

$$AC_1 = 0.093 \text{ Г } \cos \alpha \text{ и } AC_2 = 0.093 \text{ Г } \sin \alpha.$$

Так как $AT = kv$ и $AF = 0.000146 v \sin \varphi$, то условия равновесия напишутся следующим образом:

$$0.093 \text{ Г } \cos \alpha = kv \text{ и } 0.093 \text{ Г } \sin \alpha = 0.000146 v \sin \varphi. \quad (6)$$

Разделив второе уравнение на первое, получим:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{0.000146 \sin \varphi}{k}. \quad (7)$$

α представляет собою угол, образованный направлением ветра с градиентом; он показывает нам, насколько отклоняется ветер от градиента, и называется углом отклонения. Последнее уравнение дает нам значение угла отклонения при прямолинейном и равномерном движении воздуха; угол этот в рассматриваемом нами случае называется нормальным углом отклонения. Из последнего уравнения видно, что нормальный угол отклонения прямо пропорционален синусу широты и обратно пропорционален коэффициенту трения; он не зависит ни от скорости ветра, ни от плотности воздуха. Чем коэффициент трения больше, тем нормальный угол отклонения должен быть меньше; он должен быть меньше над сушею, особенно если она пересечена неровностями, нежели над гладкой морской поверхностью. Так как свойства земной поверхности и коэффициент трения в различных направлениях могут быть различны, то и угол отклонения ветра при разных направлениях может быть различным. Зная коэффициент трения, мы могли бы найти для разных мест угол отклонения. Однако коэффициент трения имеет самые различные значения; поэтому на практике поступают обратно: из наблюдений определяют угол отклонения α и затем по формуле находят k . Таким путем были получены следующие результаты:

Значение коэффициента трения k .

	Широта.	α	k
Северная Америка	37°	42°	8.03×10^{-5}
Норвегия	61	56	8.45 "
Западная Европа, континент	51	61	6.37 "
" " берега	51	77	2.58 "
Атлантический океан	15—50	—	3.51 "
" "	вблизи экват.	—	2.00 "

Можно принять, что k изменяется в пределах от $12 \cdot 10^{-5}$ для гористых стран до $2 \cdot 10^{-5}$ для не слишком сильно волнующейся морской поверхности.

Коэффициент трения k должен значительно уменьшаться по мере поднятия над земной поверхностью; вследствие этого угол отклонения α должен возрастать; в более высоких слоях можно принять k почти равным нулю, вследствие этого $\operatorname{tg} \alpha$ почти равен бесконечности, а угол α близок к 90° ; это обозначает, что верхний ветер дует почти параллельно изобаре.

Если возвысить обе части уравнений (6) в квадрат и затем сложить и извлечь квадратный корень, то, имея в виду, что $\cos^2 \alpha + \sin^2 \alpha = 1$, получим:

$$G = \frac{v}{0.093} \sqrt{k^2 + 0.000146^2 \sin^2 \varphi}. \quad (8)$$

Уравнение (8) показывает, что при установившемся равномерном и прямолинейном движении и при небольших изменениях широты скорость ветра прямо пропорциональна градиенту. Положение это известно в метеорологии, как закон Стивенсона.

Приведенное уравнение, как показывают наблюдения, далеко не оправдывается. Наблюдаемая у земной поверхности скорость ветра оказывается значительно меньше, чем требует формула. Причина такого расхождения в том, что показания анемометров зависят от целого ряда местных условий; достаточно поднять анемометр на несколько м. или перенести с одного столба на другой, чтобы даваемая им скорость ветра получалась уже другая. Кроме того, надо иметь в виду, что коэффициент трения k не только зависит от конфигурации места, но может сильно изменяться для одного и того же места, в зависимости от состояния атмосферы и степени ее турбулентности.

Если в указанной формуле (8) пренебречь вовсе трением и положить $k = 0$, тогда получим:

$$G = \frac{v}{0.093} \times 0.000146 \sin \varphi$$

или:

$$v = \frac{6.37}{\sin \varphi} \cdot G. \quad (9)$$

Эта формула дает возможность, зная градиент G , вычислить скорость ветра в случае отсутствия трения. Вычисленная таким образом скорость дает нам так наз. градиентный ветер. Приведем табличку значений $v : G$, вычисленную на основании формулы (9), позволяющую судить о градиентном ветре:

Широта . . .	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$v : G$. . .	36.6	18.6	12.7	9.9	8.3	7.4	6.8	6.5	6.4.

Из этой таблички видно, что градиент определенной силы вызывает в низких широтах значительно более сильный ветер, чем в более высоких.

Наблюдения над ветром у земной поверхности над сушею показали, что здесь отношение $v : G$ оказывается приблизительно вдвое меньше теоретического, что вполне естественно обусловлено значительным ослаблением ветра у земной поверхности. Так, напр., Шпрунг дает следующие средние годовые значения этого отношения для германских береговых станций:

Градиент в мм. . . .	1.19	1.44	1.81	2.14	2.62
Скорость ветра в м/с. .	3.1	4.8	6.7	8.8	10.7
Отношение $v : G$. . .	(2.6)	3.3	3.7	4.1	4.1.

Гильбер ввел понятие о нормальном ветре, для которого отношение $v : G$ равно 4; если же скорость ветра выражать в шкале Бофорта, то для нормального ветра, по Гильберу, надо брать для этого отношения значение 2. Однако, надо иметь в виду, что отношение $v : G$ зависит от широты, от местных условий, от состояния атмосферы, от направления ветра и проч. Поэтому положение Гильбера представляет первое приближение. На море наблюдаемая скорость ветра значительно ближе к теоретической. Исследования Гольда показали, что градиентный ветер весьма близко подходит по своей величине к скорости ветра, наблюдаемой на высоте 1000 м. над земной поверхностью.

Воздушные течения в некоторых барических областях. Постараемся применить приведенные выше соображения к некоторым случаям воздушных течений, встречающихся в атмосфере.

1. Как известно, вблизи экватора обнаруживается полоса пониженного давления; в обе стороны от нее давление к северу и к югу повышается и около 30° северной и южной широты наблюдаются области повышенного давления; такое распределение давления обусловлено положительной термической аномалией (избытком тепла) в области термического экватора. Изобары в первом приближении можно считать прямолинейными и более или менее параллельными экватору



Рис. 121. Схема пассатов.

(рис. 121). Если бы действовала только разность давлений, то в нижних слоях воздух перемещался бы по градиенту в сторону убывающего давления, т. е. с севера и юга к экватору в направлении стрелок a и a' . Однако, как мы видели, в верхних слоях распределение давления и ветров должно быть обратное: повышенное давление должно лежать над более нагретой областью термического экватора и отсюда к северу и югу давление должно убывать; вследствие этого сверху должны

образоваться течения, направленные от экватора к северу и югу по стрелкам b и b' . В то же время у экватора должны иметь место восходящие течения и по обе стороны его нисходящие. Однако, мы не приняли в расчет отклоняющей силы вращения земли; под ее действием все воздушные течения в северном полушарии должны отклоняться от своего первоначального направления вправо, а в южном полушарии влево; в результате в северном полушарии получаютс внизу северо-восточные ветры (стрелки c), а вверху юго-западные (стрелки d); точно также в южном полушарии получаютс внизу юго-восточные (стрелки c'), а вверху—северо-западные ветры (стрелки d'); у экватора имеют место восходящие, а по обе стороны его под широтой около 30° нисходящие течения. Такая система ветров действительно наблюдается в атмосфере между 30° северной и южной широты, причем нижние ветры называются пассатами, верхние—антипассатами.

2. В летнее время над материками имеют место замкнутые изобары с пониженным давлением в центре; они обусловлены, как мы видели выше, избытком тепла над континентами (положительная термическая аномалия). В первом приближении можно считать, что в таких обла-

стях изобары имеют вид концентрических кругов, причем давление постепенно понижается к центру (рис. 122). Если бы воздушные течения были обусловлены только разностью давлений, то внизу они были бы направлены к центру по стрелкам a ; однако, вследствие отклоняющей силы вращения земли, воздушные течения в северном полушарии отклоняются вправо, в южном — влево; в результате в северном полушарии движение пойдет по стрелкам a' . Таким образом в нижних слоях области пониженного давления воздушные течения имеют стремление двигаться к центру и при этом поворачиваться в северном полушарии против часовой стрелки; в южном полушарии вращение происходит по часовой стрелке. Кроме того, в области пониженного давления происходят восходящие течения. В верхних слоях воздух растекается от центра. Такая система воздушных течений называется *циклонической*.

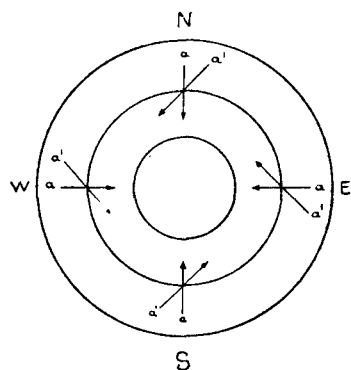


Рис. 122. Циклоническая система ветров.

3. Нередко встречаются также области с замкнутыми изобарами и повышенным давлением в центре; примером могут служить области повышенного давления в зимнее время над материками. Нетрудно показать, что в нижних слоях области повышенного давления получают течения, обозначенные стрелками a' (рис. 123); воздух здесь стремится растекаться от центра и поворачиваться по часовой стрелке в северном полушарии (в южном полушарии против часовой стрелки). Над областью повышенного давления имеют место нисходящие течения; сверху воздух притекает к центру. Такая система течений называется *антициклонической*.

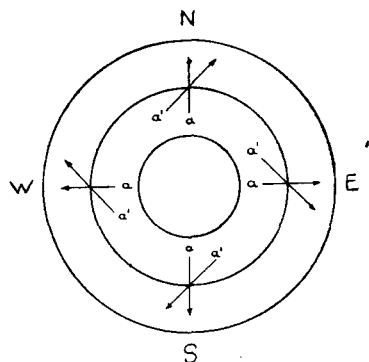


Рис. 123. Антициклоническая система ветров.

В случае циклонической и антициклонической системы ветров, пути воздушных течений имеют криволинейную форму. В этом случае, кроме рассмотренных нами в предыдущем параграфе трех сил, добавляется еще новая сила, а именно, центробежная; эта сила, как известно, равна $\frac{v^2}{R}$, где R —радиус кривизны траектории воздушного

течения. Центробежная сила действует всегда перпендикулярно к направлению движения наружу. На рис. 124 дано расположение всех сил для случая циклонического (слева) и антициклонического движений (справа). Кривая линия представляет траекторию движения частички, причем в циклонической системе движение совершается против часовой стрелки, а в антициклонической—по часовой стрелке (в северном полушарии); v —представляет собою скорость в точке A ; направление этой скорости совпадает с касательной к траектории; G —градиент, направленный влево от скорости v ; F —отклоняющая сила вращения земли, действующая вправо от скорости и перпендикулярно к ней; T —сила трения, направленная противоположно скорости; наконец Z пред-

ставляет собою центробежную силу; она направлена перпендикулярно к скорости и при том наружу. Нетрудно видеть, что в циклоническом движении центробежная сила Z должна иметь одинаковое направление с F , в антициклоническом — прямо противоположное направление. В случае установившегося криволинейного движения условия равновесия действующих сил могут быть найдены совершенно так же, как

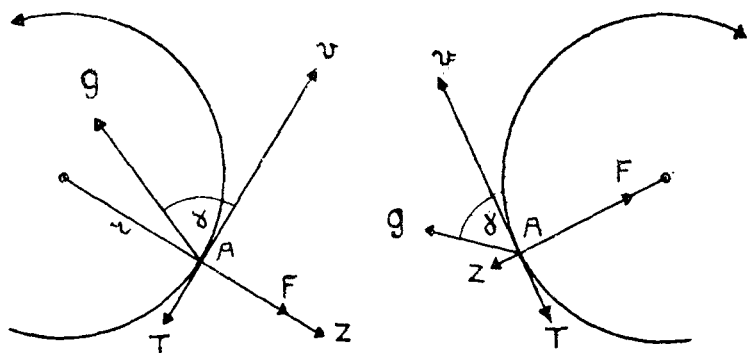


Рис. 124. Расположение сил в циклоническом (слева) и антициклоническом движении (справа).

и для прямолинейного движения; вся разница лишь в том, что к силе $F = 0.000146 \sin \varphi$ надо прибавить или отнять от нее силу $Z = \frac{v^2}{R}$. Поэтому условия равновесия напишутся следующим образом:

$$0.093 G \cos \gamma = kv, \quad 0.093 G \sin \gamma = 0.000146 v \sin \varphi \pm \frac{v^2}{R}, \quad (10)$$

где γ — обозначает угол отклонения ветра от направления градиента; что касается $\pm \frac{v^2}{R}$, то мы должны взять $+$ для циклонического и $-$ для антициклонического движения. Деля второе уравнение на первое, получаем на основании (7):

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{0.000146 \sin \varphi}{k} \pm \frac{v}{kR} = \operatorname{tg} \alpha \pm \frac{v}{kR}. \quad (11)$$

Если движение воздуха циклоническое, то угол γ , очевидно, больше нормального угла отклонения α , соответствующего прямолинейному движению; напротив, при антициклоническом движении угол отклонения γ меньше нормального. Наблюдения действительно показывают, что при ветрах в областях высокого давления углы отклонения вообще меньше, чем при ветрах, дующих в областях низкого давления.

Формула (11) показывает также, что при криволинейном движении угол отклонения γ зависит от скорости ветра; при этом в случае циклонического движения угол отклонения γ растет со скоростью ветра, а при антициклоническом движении убывает.

При циклоническом движении, как видно из рис. 124, отклоняющая сила вращения земли и центробежная сила складываются; совместно с силой трения они могут уравновесить движущую силу градиента и создать условия для стационарного движения. Иначе обстоит дело в случае антициклонического движения: отклоняющая сила вращения земли и центробежная сила направлены здесь прямо противоположно; если отклоняющая сила F больше центробежной Z , то

результатирующая их направлена в сторону F , т. е. внутрь траектории и может таким образом уравновесить движущую силу градиента, направленную наружу. Если же отклоняющая сила F меньше центробежной Z , то результирующая их направлена наружу по отношению к траектории; полученная сила уже не в состоянии уравновесить движущую силу градиента, также направленную наружу; вследствие этого в последнем случае стационарного антициклонического движения образоваться не может. В тропических странах отклоняющая сила вращения земли, как мы видели, вообще мала, а у самого экватора даже равна нулю; здесь, очевидно, центробежная сила должна быть обычно больше отклоняющей силы; вследствие этого вблизи экватора образование антициклонического движения становится невозможным; замкнутая область с антициклоническим движением может образоваться лишь в более высоких широтах, что и подтверждается наблюдениями.

Если обе части уравнений (10) возвысить в квадрат и затем сложить, то после извлечения квадратного корня получим:

$$0.093 G = v \sqrt{(0.000146 \sin \varphi \pm \frac{v}{R})^2 + k^2}. \quad (12)$$

Уравнение (12) показывает, что в циклонических движениях (во второй части надо взять знак плюс) градиенты вообще больше, чем при тех же условиях в антициклонических движениях.

Необходимо отметить, что и уравнение (12) далеко не оправдывается на практике, и теоретические значения скорости ветра сильно отличаются от наблюдаемых.

Сила трения на основании новейших исследований. Изучая карты погоды, Сандстрем пришел к заключению, что при стационарных прямолинейных движениях воздуха движущая сила градиента, отклоняющая сила вращения земли и сила трения взаимно уравновешиваются лишь в том случае, если силу трения будем брать не прямо противоположно направлению движения, как мы делали это раньше, но отклонив ее приблизительно на 35° влево от этого направления; таким образом сила трения должна лежать вправо и позади по отношению к ветру. Основываясь на этом положении, Хессельберг и Свердруп внесли соответствующие поправки в предыдущие формулы.

Исходя из этих соображений, рассмотрим установившееся прямолинейное и равномерное движение; в этом случае (рис. 125) действуют следующие силы: AC —движущая сила градиента, AF —отклоняющая сила вращения земли и AT —сила трения; последняя направлена не прямо противоположно ветру, но отклонена от этого направления на угол β влево. В данном случае нам надо разложить не только AC , но и AT на две слагающие по направлению ветра и по направлению, перпендикулярному последнему. В результате у нас получаются силы: AC_1 , AC_2 , AF , AT_1 и AT_2 . Условие их равновесия, очевидно, можно написать в следующем виде:

$$AC_1 = AT_1 \text{ и } AC_2 = AF + AT_2$$

или

$$AC \cos \alpha = AT \cos \beta \text{ и } AC \sin \alpha = AF + AT \sin \beta.$$

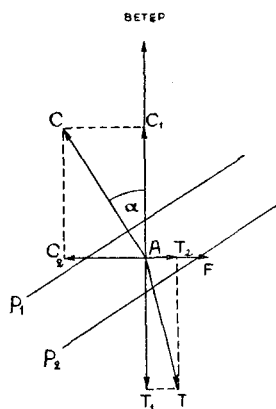


Рис. 125. Установившееся прямолинейное движение.

Подставляя в последние уравнения соответствующие значения сил AC , AT и AF , получим следующие условия равновесия действующих сил в случае прямолинейного движения:

$$0.093 G \cos \alpha = k v \cos \beta, \quad 0.093 G \sin \alpha = 0.000146 \sin \varphi + k v \sin \beta. \quad (13)$$

Подобно предыдущему, из этих уравнений можно найти $\operatorname{tg} \alpha$ и G . В случае криволинейного установившегося движения надо ко второму из уравнений (13) прибавить в правой части $+\frac{v^2}{R}$.

Внутреннее трение воздуха. Представляется интересным выяснить причины, вследствие которых сила трения должна быть направлена не прямо противоположно направлению движения, а образует с ним некоторый угол β . Причины заключаются в следующем. При выводе предыдущих уравнений мы не принимали в расчет, что в верхних слоях атмосферы воздушные течения отличаются, как по своему направлению, так и по скорости, от нижних течений; при таком распределении воздушных течений вышележащие слои воздуха несомненно воздействуют на нижние слои и видоизменяют направление и скорость их движения.

По мере поднятия над земной поверхностью, ветер, как мы видели, отклоняется вообще вправо и скорость его увеличивается; пусть v (рис. 126) дает скорость ветра внизу, v_1 — скорость верхнего ветра на

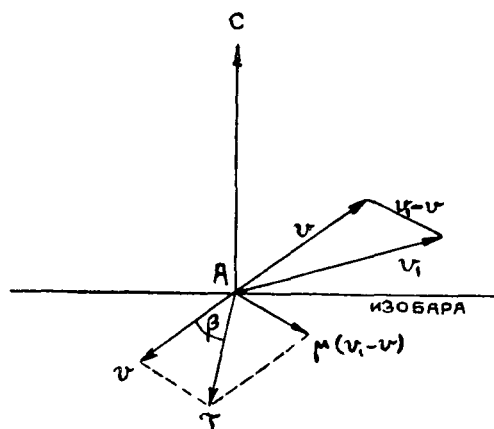


Рис. 126. Внутреннее трение воздуха.

высоте около 500 м.; нетрудно видеть, что $v_1 - v$ показывает, насколько отличается верхний ветер по своей силе и направлению от нижнего; сила воздействия верхнего ветра на нижний, очевидно, может быть представлена вектором $\mu (v_1 - v)$, параллельным $v_1 - v$, причем μ обозначает коэффициент внутреннего трения нижнего слоя о верхний. Кроме указанной силы внутреннего трения действует также сила трения воздуха о земную поверхность; она прямо противоположна скорости v и равна kv , причем k представляет собою коэффициент трения воздуха о земную поверхность.

Резльтирующая двух сил трения дает нам полную силу трения T ; она, как показывает рисунок, направлена вправо и назад по отношению к скорости v и образует некоторый угол β с направлением, противоположным скорости ветра.

Согласно исследованиям Акерблома, угол β у земной поверхности заключается между 25° и 59° ; с высотой же этот угол уменьшается.

Для величины коэффициента внутреннего трения воздуха μ можно принять около 50 для высоты 3 км. и широты 45° . Лабораторные исследования дали для этого коэффициента величину $\mu = 18 \cdot 10^{-5}$, т. е. коэффициент внутреннего трения в атмосферных условиях получается в 40—50 тысяч раз больше, чем в лабораторных условиях. Такое различие значений надо приписать турбулентности атмосферного воздуха; в атмосфере, благодаря непрерывно образуемому множеству мелких

вихрей, массы воздуха непрерывно перемешиваются и обмениваются скоростями. Зимой атмосфера находится в более спокойном состоянии, и коэффициент внутреннего трения μ меньше, чем летом. В отличие от лабораторного или истинного коэффициента трения коэффициент, получающийся в атмосферных условиях, можно назвать кажущимся или эффективным.

Исправленные таким образом формулы позволяют вычислить, как изменяются в зависимости от трения направление и скорость ветра с высотой. Так, напр., если допустить, что на очень большой высоте скорость ветра достигает 20 м. в сек., то распределение ветра должно быть следующее:

Высота в м. . . .	5	10	20	50	100	200	400	600	1000
Скорость в м. сек.	1.5	2.9	5.7	11.7	17.9	21.4	20.1	20.0	20.0
Угол отклонения.	46.5°	48°	51°	59°	70.5°	85°	91°	90°	90°.

Таким образом скорость ветра быстро растет по мере поднятия над землею; увеличивается также и угол отклонения; на высоте 200 м. ветер получает свою полную силу и направлен почти параллельно изобаре.

Линии воздушных токов. Как показал Бьеркнес, явления, происходящие в атмосфере, находятся в более тесной связи не с теми или иными формами изобар, как это предполагалось раньше, а с распределением воздушных течений в атмосфере; в виду этого, как при теоретических исследованиях, так и для практических целей, нередко более ценными являются не карты изобар, а карты распределения воздушных течений. Для изображения последних пользуются линиями

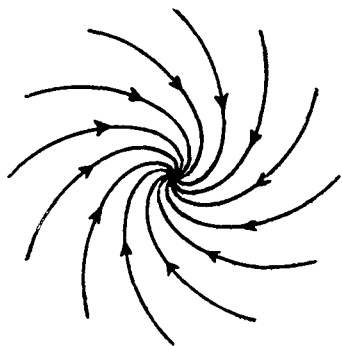


Рис. 127. Точка сходимости токов.

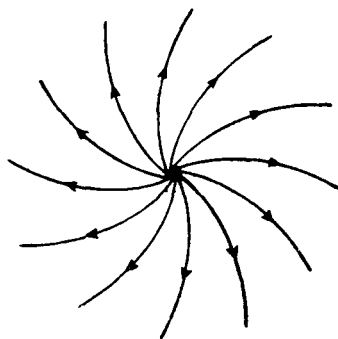


Рис. 128. Точка расходимости токов.

т о к о в. Линии токов представляют собою кривые, проведенные так, что касательные к ним в любой точке совпадают с направлением господствующего здесь ветра; интересно отметить, что при исследовании гидродинамических явлений в механике уже давно пользуются линиями токов. Указанные линии изменяются со временем и не представляют вследствие этого истинных траекторий частиц воздуха; тем не менее, для небольшого промежутка времени (по Бьеркнесу около 4—6 часов) их можно считать почти неизменяющимися и можно принять, что для такого промежутка времени действительные траектории совпадают с линиями токов.

Линии токов вообще не пересекаются, так как иначе в данной точке можно было бы провести две касательных прямых и мы при-

шли бы к выводу, что в данном месте ветер одновременно имеет два различных направления; это подтверждается и картами погоды, на которых линии токов вообще только касаются друг друга, а пересекаются лишь в особых точках, где горизонтальная скорость равна нулю.

Если где-либо наблюдается область пониженного давления с восходящими течениями, то на поверхности земли появляется точка сходимости токов (рис. 127). В центре повышенного давления наблюдается нисходящий ток; здесь на поверхности земли опустившийся воздух растекается, образуя точку расходимости токов (рис. 128). Иногда там,

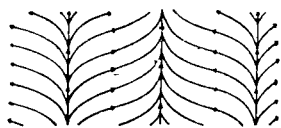


Рис. 129. Линии сходимости и расходимости токов.

где встречаются два противоположных течения, линии токов могут сходиться вдоль целой линии; таким образом получается линия сходимости токов (рис. 129, посреди); в этом месте возникают вертикальные восходящие течения; на самой линии массы воздуха противоположных течений смешиваются между собою; аналогично образуется и линия расходимости токов (рис. 129, слева и справа). Необходимо иметь в виду, что точки и линии сходимости

и расходимости токов связаны с восходящими и нисходящими течениями; сходящиеся токи, очевидно, сопровождаются восходящими течениями, расходящиеся—нисходящими.

Г Л А В А XIV.

Главнейшие типы воздушных течений.

Морские и береговые ветры или бризы. На морских побережьях тропических стран каждое утро, приблизительно около 10 час. утра, начинает дуть морской ветер, с наступлением которого жара утренних часов быстро умеряется. Морской ветер продолжается до вечера; около захода солнца наступает штиль и затем начинает дуть ветер с суши (береговой ветер), продолжающийся почти до 10 час. утра следующего дня. Такая смена ветров происходит в тропических странах с удивительной правильностью; всюду по берегам Зондского архипелага рыбаки пользуются ими для своего промысла: ранним утром они уплывают с береговыми ветрами в море, а к полудню возвращаются назад с попутным морским ветром. На обсерватории в Батавии (в 7 км. от берега) морской ветер начинает дуть около полудня, в 2—3 часа пополудни достигает максимальной силы в 3—4 м./сек. и к вечеру ослабевает; на высоте 1000 м. наблюдается ветер противоположного направления, простирающийся в Батавии до высоты 3000 м. над поверхностью земли. В тропических странах морские бризы дуют почти весь год; в более высоких широтах—по преимуществу летом. Они обнаруживаются у берегов Балтийского, Черного и Азовского морей, а также у берегов Каспия, Ладожского и Онежского озер. У Кавказских берегов Черного моря, а также в южной части Каспийского моря бризы можно проследить почти в течение всего года. На берегах Балтийского моря бризы развиты лишь в теплую половину года.

При возобновлении морского бриза он дует сначала приблизительно перпендикулярно к берегу, т. е. по направлению градиента. В дальнейшем, по мере того, как воздух для питания морского бриза приходит из мест, все более удаленных от берега, развивается посте-

ленно отклоняющая сила вращения земли и ветер поворачивается все более и более вправо от градиента. Так, напр., если морской ветер в начале утром дул перпендикулярно к берегу и имел восточное направление, то к вечеру он принимает более или менее южное направление в северном полушарии; точно также начинающийся с вечера береговой ветер имеет сначала западное направление, а затем ночью принимает северное направление. Указанный поворот ветра в тропических странах почти незаметен; объясняется это слишком малой отклоняющей силой вращения земли вблизи экватора.

Морские ветры постепенно проникают, по мере их развития, вглубь суши, причем скорость их распространения составляет около 1 м./сек.; скорость самого ветра при этом равняется 4—7 м./сек. Морской бриз может проникать внутрь суши на 20—40 км.; продолжительность его, по мере этого проникновения, становится все меньше и меньше. Проникающий вглубь суши морской ветер нередко поднимается вверх и сопровождается при этом грозами. Морской бриз, проходя над сушей, постепенно теряет свои характерные свойства: пониженную температуру и повышенную влажность; у самого берега он настолько прохладен, что совершенно искажает суточный ход температуры: в начале, около 10 час. утра, морской бриз, дующий в тропических странах, не только задерживает обычное утреннее повышение температуры, но даже понижает температуру на 10° и более; в то же время относительная влажность повышается на 40% и более (см. рис. 77, стр. 222); в дальнейшем температура воздуха остается почти постоянной. Береговой бриз проникает вглубь моря до 10 км.

Вертикальная мощность морских и береговых бризов сравнительно невелика: в средних широтах она составляет 200—300 м. и редко достигает до 500 м.; в тропических странах морской бриз может достигать 1000 м., а береговой—300 м. Береговой ветер вообще слабее, чем морской; происходит это вследствие того, что температурный градиент между сушей и водою ночью меньше, чем днем, и, кроме того, трение воздуха о земную поверхность при береговом ветре больше, чем при морском.

Исследования проф. Ю. М. Шокальского обнаружили существование бризов на берегу Черного моря вблизи Севастополя. В летние месяцы бризы здесь выражены довольно резко. Скорость морского бриза значительно больше, чем берегового.

Береговые и морские ветры представляют собою частный случай описанной выше циркуляции воздуха: суша нагревается с утра сильнее, чем море; вследствие этого на некоторой высоте давление над сушей становится больше и начинается течение воздуха от суши к морю; вследствие этого внизу давление над морем возрастает, а над сушей уменьшается и внизу появляется морской бриз; при нагревании над сушей образуются струйки восходящего течения, а над морем—нисходящего. Получается замкнутая циркуляция воздуха, как бы вихрь с горизонтальной осью. Ночью, вследствие более сильного охлаждения суши, наблюдается обратная циркуляция.

Горные и долинны ветры. Почти всюду в гористых местностях наблюдается в течение суток периодическая смена противоположных ветров. Днем, начиная примерно с 9—10 часов утра и до захода солнца, дуют долинны ветры, поднимающиеся из долин по склонам гор; напротив, ночью дуют ветры с гор, т. е. горные ветры. В долинах Гималайских гор такие ветры дуют в течение всего года. В наших широтах они обнаруживаются преимущественно в летнее время года и особенно резко выражены в ясную погоду. Если долина в нижней

своей части суживается, то горный ветер усиливается. Если долина открывается к морю, то возможно взаимное усиление горных и береговых ветров ночью и долинных и морских ветров днем.

Ночные нисходящие горные ветры объясняются охлаждением в ночное время вершины и склонов горы; охладившийся воздух стекает вниз по долинам, двигаясь, подобно воде, в направлении наиболее крутых склонов. Холодные воздушные массы, стекая вниз, заполняют углубления почвы, образуя как бы бассейны холодного воздуха. Объяснение дневных восходящих течений было дано Фурне и дополнено Ханном. Представим себе (рис. 130) склон горы АВ; аа дают положе-

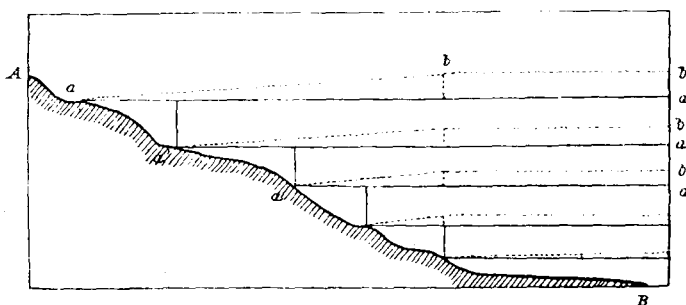


Рис. 130. Происхождение долинных ветров.

ние поверхностей одинакового давления при равномерном распределении температуры. С восходом солнца начинается нагревание воздуха над долинами и склонами; столб воздуха над долиной, как более длинный, расширяется больше, чем более короткие столбы воздуха над горными склонами; вследствие этого, поверхности одинакового давления значительно более поднимаются над долинами, нежели над склонами гор; в тех местах, где указанные поверхности пересекают склоны гор, они, очевидно, вовсе не приподнимаются. Таким образом поверхности одинакового давления изгибаются и принимают форму abb ; образуется наклон изобарических поверхностей к склонам гор, куда и начинает течь воздух; так как у самых склонов воздух значительно нагрет, то он в свою очередь стремится двигаться вверх вдоль склонов. Таким образом на этот воздух действуют две силы: одна, направленная вверх, другая, направленная горизонтально к склонам горы; в результате их совместного действия и образуются в дневные часы поднимающиеся вверх долинные ветры.

Муссоны. До сих пор мы рассматривали системы периодических ветров, обусловленных термическими пертурбациями, происходящими в течение суток. Нетрудно видеть, что аналогичные смены ветров возможны также и в течение года с годовою периодичностью. Примером такой годовой циркуляции могут служить муссоны. Происхождение их вполне аналогично происхождению морских и береговых ветров; однако, благодаря большей разности температур между сушею и морем, обнаруживающейся в годовом периоде, годовая циркуляция обладает значительно большей вертикальной мощностью и охватывает несравненно большую площадь. В этой системе ветров значительно большую роль играет и отклоняющая сила вращения земли; в самом деле, вследствие больших разностей температур, а также вследствие длительного их действия, массы воздуха проходят значительные пространства; кроме того, разности давлений во время муссонов велики; они дают начало

большим скоростям, а отклоняющая сила вращения земли пропорциональна скорости ветра.

Как мы видели выше, летом континенты нагреты сильнее, чем окружающие их океаны; в результате над континентами образуется область пониженного давления с циклонической циркуляцией: в нижних слоях воздух притекает к континенту от окружающих океанов; в верхних слоях, наоборот, растекается от континентов к окружающим океанам. Зимой континенты сильно охлаждены; над ними образуется область повышенного давления, сопровождающаяся антициклонической циркуляцией: внизу воздух направляется от континента к океанам, в верхних слоях обратно, от океанов к континентам. Все получаемые при этом воздушные течения должны быть отклонены приблизительно на 45° вправо в северном полушарии и влево — в южном (рис. 131 и 132; толстые стрелки относятся к зиме, тонкие—к лету).

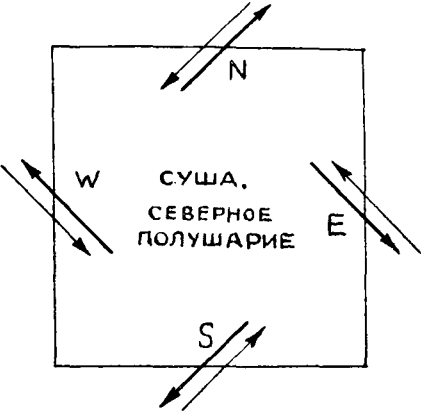


Рис. 131. Схема муссонов северного полушария.

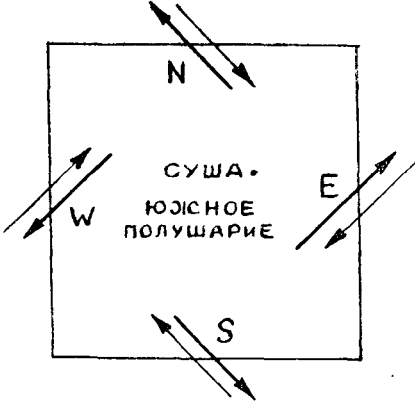


Рис. 132. Схема муссонов южного полушария.

На основании приведенных соображений, а также схем циклонических и антициклонических циркуляций, нетрудно видеть, что главные направления муссонов должны быть следующие:

Направление муссонов.

Берега материков	Западные	Северные	Восточные	Южные.
	Северное полушарие			
Зима	SE	SW	NW	NE
Лето	NW	NE	SE	SW.
	Южное полушарие			
Зима	NE	SE	SW	NW
Лето	SW	NW	NE	SE.

Силы, дающие начало муссонам, испытывают значительные изменения и возмущения по мере перехода от тропиков в средние и высокие широты: 1) благодаря довольно быстрому падению температуры от тропиков к полюсам, разности температур между сушею и океанами местами усиливаются, местами ослабевают; 2) вследствие быстрого падения давления от тропиков к полярным широтам, в средних и более высоких широтах имеют место мощные западные ветры; эти ветры могут в значительной мере ослаблять и отклонять от надлежащего направления муссонные ветры. Таким образом муссонный характер вет-

ров в средних и высоких широтах может сильно затушевываться и, чтобы обнаружить его, приходится вычитать из наблюдаемых ветров средние значения, принимая в расчет при этом вычитании не только скорость, но и направление ветров.

Муссоны сильно развиты у берегов Азии и при том особенно резко у южных берегов Азии: здесь они проникают до склонов Гималаев и охватывают значительные пространства Индийского океана и Аравийского моря; муссоны Индийского океана простираются даже в южное полушарие вплоть до субтропического пояса. В летние месяцы у южных берегов Азии господствуют внизу юго-западные ветры, вверх — северо-восточные, причем юго-западные ветры достигают Гималаев; вертикальная мощность юго-западного муссона в Индии оценивается в 3.5—4.5 км. В летнее время года термический экватор сильно перемещается к северу; вследствие этого юго-восточный пассат южного полушария постепенно переходит в северное полушарие, принимая южное и даже юго-западное направление и таким образом питает летний муссон Индийского океана. Зимой Индийские муссоны меняют свое направление: внизу получаются северо-восточные, вверх юго-западные ветры; мощность северо-восточного муссона около 2.0 км. Со сменой муссонов в южной Азии связана смена погоды: юго-западный муссон приносит влажную и дождливую погоду, тогда как северо-восточный сопровождается ясной и сухой погодой.

Муссонный характер ветров обнаруживается даже и за полярным кругом у северных берегов Европы и Азии; так, на берегах Белого моря зимою имеет место SSW ветер (точнее W 61°S), летом NE (точнее E 49°N), в Сагастье у устья Лены зимою наблюдается ветер W 81°S, летом E 14°N.

У восточных берегов Азии также наблюдаются муссоны; зимою господствуют суровые северо-западные материковые ветры, летом юго-восточные и южные с моря; первые—сухие и ясные, вторые—дождливые и пасмурные. Муссонный характер ветров наблюдается в Австралии (рис. 133 и 134), а также у западных берегов Африки. В север-



Рис. 133. Муссоны Австралии летом.



Рис. 134. Муссоны Австралии зимою.

ной Америке ясно выраженный муссонный характер имеют ветры в Техасе у восточных берегов Соединенных Штатов. В средней Европе летнее дождливое время обязано своим происхождением северо-западным муссонам, дующим от Северного моря внутрь континента; при этом к началу лета наблюдается некоторое понижение температуры.

Большие внутренние моря могут также вызывать периодичность в смене ветров. Так, Рыкачев обнаружил муссонный характер ветров над Каспийским морем. Если исключить влияние общей циркуляции атмосферы, то найдем, что в летние месяцы дуют ветры, на-

правленные от моря к суше (рис. 135, справа), а зимою обратно, от суши к морю (рис. 135, слева).

Пассаты. Как было указано выше (стр. 334), между 30° северной и южной широты дуют постоянные ветры, так. наз. пассаты, имеющие в нижних слоях атмосферы северо-восточное направление в северном полушарии и юго-восточное направление в южном; по мере приближения к экватору, эти ветры все более переходят в восточные; у экватора или точнее у термического экватора лежит узкая полоса затишья или легких переменных ветров, в которой встречаются обе системы пассатов; здесь имеет место пониженное давление, значительная влажность и небо часто покрыто кучевыми и другими облаками; все это подтверждает наличие здесь сильных восходящих токов. Средняя скорость пассатов достигает 6—8 м./сек.; зимою пассаты развиты сильнее, чем летом.

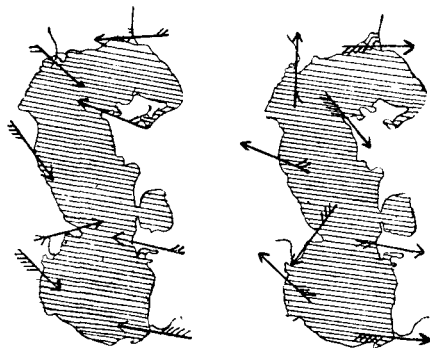


Рис. 135. Муссоны Каспийского моря (слева—зимою, справа—летом).

Области пассатов и разделяющая их полоса затишья перемещаются в течение года вслед за движением солнца, как это видно из следующей таблицы:

Границы пассатов.

	М а р т.		С е н т я б р ь.	
	Атлантический океан.	Тихий океан.	Атлантический океан.	Тихий океан.
NE—пассат . .	26°—3° с. ш.	25°—5° с. ш.	25°—11° с. ш.	30°—10° с. ш.
Затишье . . .	3° с. ш.—0°	5°—3° с. ш.	11°—3° с. ш.	10°—7° с. ш.
SE—пассат . .	0°—28° ю. ш.	3° с. ш.—28° ю. ш.	3° с. ш.—25° ю. ш.	7° с. ш.—20° ю. ш.

Полоса затишья никогда не переходит в южное полушарие; это согласуется с тем, что термический экватор также в течение всего года остается в северном полушарии. Полоса затишья во время лета северного полушария шире, чем зимою, особенно в более узком Атлантическом океане. Юго-восточный пассат в Тихом океане всегда заходит в северное полушарие, в Атлантическом же океане только летом.

Как было указано выше, над пассатами наблюдаются воздушные течения противоположного направления, так наз. антипассаты. В северном полушарии они постепенно меняют свое направление следующим образом: вблизи экватора они восточные, затем переходят в юго-восточные ветры, в южные (под широтою около 20°), в юго-западные и наконец почти в западные ветры (около 30° с. ш.). Аналогично антипассаты южного полушария постепенно переходят в северо-восточные, северные, северо-западные и наконец под широтою около 30° почти в западные ветры.

Вертикальная мощность пассатов летом больше, чем зимою. Она постепенно уменьшается по мере удаления от экватора; так, зимою она составляет над Тринидадом (12° с. ш.) 8 км., над Ямайкой (17° с. ш.) 6.5 км., над Кубой (22° с. ш.) около 3.5 км.

Воздушные течения средних и высших широт. От 30° северной и южной широты давление постепенно понижается в направлении к полюсам и если бы здесь не действовала отклоняющая сила вращения земли, то ветры должны были бы иметь южное направление в северном и северное направление в южном полушарии; благодаря отклоняющей силе вращения земли, эти ветры преобразуются в северном полушарии в юго-западные и западные, а в южном полушарии в северо-западные и западные. Западные ветры средних широт в нижних слоях атмосферы часто изменяют свое направление, особенно в северном полушарии.

Главнейшие отклонения западных ветров от их среднего направления происходят, благодаря имеющимся здесь барическим областям пониженного и повышенного давления, дающим начало циклоническим и антициклоническим системам течений. Если рассматривать среднее состояние за определенный промежуток времени, то нетрудно обнаружить, что в северном полушарии циклонические системы ветров устанавливаются в летнее время над материком Азии и северной Америки, а зимою южнее Исландии и Аляски; напротив, над материками Азии и северной Америки зимою и около океанических барометрических максимумов в субтропических широтах в течение всего года наблюдаются антициклонические системы. Кроме того, большую роль играют местные возмущения вблизи обширных континентов, дающие начало ветрам муссонного характера. Наконец, в средних и высших широтах постоянно образуются и перемещаются временные циклоны и антициклоны, на которых мы остановимся подробно в следующей главе. Благодаря указанным выше барическим областям, происходят довольно значительные изменения в западных течениях, господствующих вообще в средних и более высоких широтах. В зимнее время эти изменения сводятся к следующему: выше было указано, что в северных частях Атлантического и Тихого океанов находятся области слабых давлений (на юг от Исландии и Аляски), вследствие чего в южных частях этих областей должны преобладать юго-западные воздушные течения, охватывающие также значительную часть Европы и северной Америки; в западных частях океанов должны господствовать северо-западные течения, охватывающие восточные части материков; на крайнем севере должны иметь место восточные и северо-восточные течения. Юго-западные течения в Атлантическом и Тихом океанах, а также северо-западные течения у восточных берегов материков должны усиливаться, благодаря действию зимних материковых максимумов.

В летнее время условия изменяются: главное влияние оказывают океанические максимумы, передвинувшиеся в это время к северу, а также области пониженного давления, расположенные над материками. Под их влиянием в западной части Европы и Америки юго-западные течения остаются преобладающими; на востоке Европы преобладают северо-западные и северные ветры, а на восточных берегах Азии и северной Америки—юго-восточные, южные и юго-западные ветры.

В средних и высших широтах южного полушария западное течение отличается значительно большею правильностью.

В полярных странах давление от 60° широты к полюсам растет; под действием градиента, направленного от полюса, и отклоняющей силы вращения земли, здесь господствуют северо-восточные ветры в северном полушарии и юго-восточные в южном.

Воздушные течения в верхних слоях атмосферы. Наблюдения над ветром на горных станциях, наблюдения над движением облаков, плавающих в разных ярусах атмосферы, записи анемографов при подъемах змеев и шаров-зондов, наблюдения над шарами-пилотами и наконец

над направлением, в котором уносятся продукты вулканических извержений, дают богатый материал для суждения о распределении воздушных течений в более высоких слоях атмосферы. Наблюдения над облаками показали, что над самым экватором по меньшей мере до высоты 10 км. дуют восточные ветры со скоростью 30—40 м./сек.; на север от экватора эти ветры поворачивают и дают SE, S, SW и W течения у полярной границы тропиков; в южном полушарии, по мере удаления от экватора, восточные ветры переходят в NE, N, NW и WNW ветры. Действительно, наблюдения над перистыми облаками дают нам следующие направления воздушных течений под разными широтами:

30° с. ш.	20°	10°	5°	0°	10°	20°	30° ю. ш.
SW	S	SE	E	ENE	NE	N	NW.

Согласно наблюдениям Пепплера, скорость ветра распределяется следующим образом:

Средняя скорость ветра в м./сек.

Высота в км.	0	2	4	6	8	10	12
10°—15° с. ш.	6.7	8.4	10.0	8.2	6.7	8.2	8.5
25°—30° „ „	5.4	6.0	7.3	9.9	13.7	15.9	15.9.

Интересные результаты дают наблюдения с шарами-пилотами в экваториальной области; так, наблюдения в Батавии (на острове Яве около 6° ю. ш.) показывают, насколько сложно напластование воздушных течений даже над экваториальной зоной: внизу мы имеем ветры муссонного характера; во влажное время года (декабрь—февраль) внизу дуют западные муссоны с океана, в сухое время года (май—сентябрь) восточные муссоны из области высокого давления над Австралией; остальные месяцы представляют переходное время. Западный муссон, в период его наибольшего развития, простирается до 6—7 км. высоты; над ним до высоты 10—12 км. дуют восточные и юго-восточные ветры характера верхнего муссона (антимуссона) или пассата. Что касается восточного муссона в сухое время года, то он уже на высоте 1 км. переходит в юго-восточный пассат, простирающийся до 3—4 км. Выше него имеет место постепенный переход в антипассат в виде восточного ветра с северной слагающей; антипассат на высоте 15—20 км. снова переходит в восточный ветер с южной слагающей — это верхний пассат; последний простирается до наибольших исследованных высот (30 км.) и скорость его достигает 45 м./с. В область верхнего пассата в период с марта по сентябрь на высоте около 20 км. внедряются западные ветры, обладающие наибольшей мощностью в июне. Такие же западные ветры наблюдались и над экваториальной частью центральной Африки.

Наблюдения в тропической части Атлантического океана под западной долготой в 20° (меридиан, проходящий вблизи западного берега Африки) дают следующее распределение ветров под различными широтами:

Распределение ветров над тропической частью Атлантического океана.

Широта . . .	0° с. ш.	10° с. ш.	20° с. ш.	30° с. ш.	40° с. ш.
0 км.	S (перем.)	NNE (перем.)	NNE	NE	NNE
1 „	SE	NE	NNE	NE	N (перем.)
2½ „	SE	E	NW	NW	NW
5 „	E	ESE	S	SWW	W
7½ „	ESE	ESE	S	SW	W
10 „	ESE	ESE	SE	SW	W.

Мы видим, что и в тропических странах имеет место довольно сложное распределение воздушных течений; от экватора до 15° с. ш. до больших высот господствуют восточные ветры; в более северных широтах сначала наблюдается северо-восточный пассат, дующий с большой правильностью над океанами; на некоторой высоте он становится менее правильным; выше идет область северо-западных ветров и в отдельных случаях области затиший и переменных ветров; над областью северо-западных и переменных ветров наблюдается антипассат, который с увеличением широты постепенно переходит из восточного через южный в юго-западный и западный.

Рассмотрим теперь распределение ветров в более высоких слоях в умеренных широтах. Наблюдения горных станций показывают, что, по мере поднятия над земной поверхностью, усиливаются ветры западных направлений. Будем считать за западные ветры, имеющие NW, W и SW направления, и за восточные ветры, имеющие NE, E и SE направления, тогда для умеренных широт получим следующую повторяемость западных и восточных ветров на различных высотах:

	Средн. Европа (поверхн. земли).	Сентис (2500 м.)	Зоняблик (3100 м.)	Пайкс-Пик (4300 м.)
Западные	54%	71	53	70
Восточные	30%	16	16	16.

Что касается среднего направления ветра, то оно, согласно наблюдениям на горных станциях умеренных широт, следующее:

Эйф. башня.	Бен-Невис.	Сентис.	Пик-дю-Миди.	Зоняблик.	Пайкс-Пик.
300 м.	1400 м.	2500 м.	2900 м.	3100 м.	4300 м.
W 21° S	W 30° N	W 25° S	W 3° N	W 15° N	W 6° N.

Западные ветры, наблюдаемые на горных станциях, зимою более отклонены на север, чем летом.

Пепплер, на основании международных воздушных поднятий, нашел, что в средней Европе для 45—55° с. ш. и 0°—15° в. д. ветры на высоте 1—15 км. колеблются в среднем годовом между направлениями W 2° N и W 21° N; по мере поднятия, до высоты 3 км. они поворачивают вправо, а от 3 до 10 км. преобладает вращение влево; далее в области стратосферы до 15 км. они дают вращение вправо, выше 15 км. снова влево. В главе XV мы остановимся подробнее на распределении ветров в средних широтах.

Что касается полярных стран, то летние наблюдения на Шпицбергене под 77° широты обнаружили в нижних слоях восточные ветры, а на высоте 3 км. и выше—западные, но малой силы:

Высота.	2 км.	5 км.	8 км.
Среднее направление .	N 28° E	W 80° N	S 63° W
Средняя скорость . . .	1.7 м./с.	0.8 м./с.	1.3 м./с.

Наблюдения в Западной Гренландии под широтою 68° в зимнее время дали следующие результаты:

1 км.	2 км.	4 км.	6 км.	8 км.	10 км.
Наиболее повторяющиеся ветры:					
E 290%	SE 270%	S 330%	S 300%	S 390%	S 300%
Среднее направление:					
E 10° N	E 39° S	S 5° E	S 5° W	S	S 13° E.

В верхних слоях преобладают не западные, а южные ветры; объясняется это наличием области повышенного давления над Гренландией в зимнее время года.

Общая циркуляция атмосферы. Атмосфера наша, взятая в целом, находится в постоянном движении; это общее движение в разные времена года и в разных местах испытывает, благодаря целому ряду местных условий, более или менее значительные изменения; если отвлечься от этих местных и временных отклонений, то в среднем получим общую циркуляцию атмосферы. Рис. 136 дает нам схему этой циркуляции по Бьеркнесу: внутренний полукруг изображает северное полушарие, нанесенные на нем стрелки дают понятие о господствующих в нижних слоях атмосферы воздушных течениях; внешняя часть рисунка изображает вертикальный разрез тропосферы, причем внешняя пунктирная линия представляет собою границу, отделяющую тропосферу от стратосферы; в этой внешней части рисунка проведены линии, изображающие воздушные течения в вертикальной проекции; для ясности рисунка вертикальные размеры сильно преувеличены по сравнению с горизонтальными. Мы ограничимся здесь общей циркуляцией, имеющей место только в тропосфере, так как физические процессы, совершающиеся на земле, обусловлены почти исключительно этой циркуляцией.

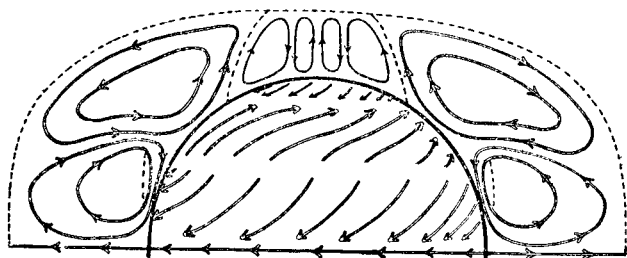


Рис. 136. Схема циркуляции по Бьеркнесу.

В экваториальной зоне по обе стороны экватора до 30° широты имеет место замкнутая циркуляция, характеризующаяся большим постоянством ветров; в экваториальной полосе затишья наблюдаются восходящие течения, в верхних слоях антипассаты, опускающиеся между 15° и 30° широты и затем поворачивающиеся назад к экватору в виде NE и SE пассатов. Циркуляция умеренных широт далеко не отличается постоянством; весьма приблизительно в среднем ее можно характеризовать следующим образом: в нижних слоях, примерно до 60° широты, преобладают SW ветры в северном полушарии и NW в южном, тогда как вверху наблюдаются NW ветры в северном и SW в южном полушарии. В полярных областях имеет место самостоятельная циркуляция: в нижних слоях холодный полярный воздух направляется в виде NE ветров (в южном полушарии SE ветров) к поясу пониженного давления под широтой 60° ; здесь он поднимается вдоль некоторой поверхности (на рис. пунктирная линия), называемой полярным фронтом, и вверху направляется обратно к полюсу. Полярный фронт отделяет воздушные массы экваториального происхождения от полярных масс и играет весьма существенную роль почти во всех процессах, совершающихся в умеренных широтах; он постепенно опускается по мере удаления от полюса и под широтой

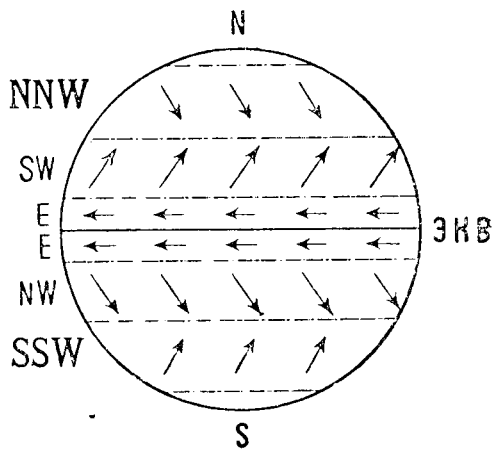


Рис. 137. Схема ветров в верхних слоях тропосферы.

около 60° достигает земной поверхности. Указанная схема ветров в верхних слоях тропосферы дана на рис. 137.

Источником атмосферной циркуляции является неравномерное распределение солнечного тепла на земной поверхности, вследствие чего, независимо от местных нагреваний и охлаждений, над земной поверхностью образуются огромные разности температур; если подсчитать средние температуры, то термический экватор в среднем годовом на 50° теплее полюсов. При таком неравномерном распределении тепла, очевидно, должна образоваться атмосферная циркуляция; так как неравномерное распределение тепла поддерживается постоянно, то в результате должна установиться более или менее постоянная общая циркуляция.

Пользуясь физическими законами, постараемся, насколько возможно, обосновать схему общей циркуляции, основные черты которой были только что изложены. Для упрощения задачи допустим, что термический экватор совпадает с географическим, что земная поверхность не имеет неровностей и что средняя температура вдоль каждой параллели остается постоянной и только убывает от экватора к полюсам. Кроме того, на время предположим, что земля не вращается вокруг оси. При таких условиях, под влиянием неравномерного распределения тепла, должно было бы установиться в нижних слоях атмосферы пониженное давление у экватора и в обе стороны от него давление должно было бы возрасти к полюсам; в более высоких слоях, напротив, наибольшее давление имело бы место у экватора, постепенно уменьшаясь к полюсам. При указанном распределении давления массы воздуха в нижних слоях должны были бы направляться от полюсов к экватору, а в верхних—от экватора к полюсам; у экватора должны были бы наблюдаться восходящие течения, а у полюсов—нисходящие. Таким образом получилась бы очень простая циркуляция в атмосфере.

Вращение земли около оси вносит в атмосферную циркуляцию существенные изменения: отклоняющая сила вращения земли, как мы видели выше, отклоняет все течения северного полушария вправо, а южного—влево, вследствие чего нижнее течение в северном полушарии становится северо-восточным, а в южном полушарии юго-восточным; в верхних слоях атмосферы должны получиться противоположные течения: юго-западное—в северном полушарии и северо-западное—в южном; далее должна существовать одна область затишья с восходящими течениями на экваторе и две области затишья с нисходящими течениями у полюсов. Однако, вращение земли около оси вносит дальнейшие изменения в нашу схему циркуляции. Остановимся раньше всего на верхних течениях северного полушария; нам известно, что под действием вращения земли угол отклонения α воздушного течения от градиента может быть выражен в первом приближении следующей формулой:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{0.000146 \sin \varphi}{k},$$

где φ — широта места и k — коэффициент трения. Нетрудно видеть, что в верхних слоях, по мере удаления воздушных течений от экватора, они должны все более и более отклоняться от первоначального направления; кроме того, коэффициент трения k в верхних слоях очень мал; в результате верхнее воздушное течение, по мере удаления от экватора, должно постепенно переходить из южного в юго-западное и под широтой 30° — 35° даже в западное; скорость этих западных воз-

душных течений должна быть велика. В самом деле, земля вращается с запада на восток; все точки земной поверхности совершают таким образом движение на восток, но линейная скорость их движения постепенно уменьшается по мере удаления от экватора к полюсам; наши воздушные массы перемещаются с запада на восток по отношению к земной поверхности; в то же время они удаляются от экватора и падают в широты, где линейная скорость движения земли становится меньше; в результате скорость движения воздуха с запада на восток по отношению к земной поверхности должна возрастать. Таким образом скорость верхних западных течений, по мере удаления от экватора, возрастает настолько, что становится значительно больше, чем скорость, соответствующая начальному падению давления от экватора к полюсам. Благодаря таким значительным скоростям, появляются центробежные силы, направленные к экватору; эти силы препятствуют дальнейшему течению воздуха к полюсам до тех пор, пока, благодаря нижним воздушным течениям, направленным от полюсов к экватору, давление вверху над полюсами не понизится в значительной мере; наблюдения действительно показывают, что давление воздуха в верхних слоях атмосферы быстро падает по мере приближения к полярному кругу. Притекающие вверху из экваториальной зоны воздушные массы, не имея возможности под 30° — 35° широты продвигаться дальше вперед, вызывают здесь постепенное накопление воздуха; этому накоплению воздуха способствует и то обстоятельство, что расстояния между всякими двумя соседними меридианами, по мере удаления от экватора, постепенно уменьшаются и массы воздуха вынуждены двигаться в постепенно суживающемся ложе. Вследствие этого, вдоль параллелей в 30° — 35° широты должны образоваться области повышенного давления; накапливающийся здесь воздух получает стремление к нисходящему движению; постепенно опускающееся верхнее течение приближается к поверхности земли, увлекается к экватору, являющемуся областью пониженного давления, и вливается таким образом в нижние пассаты. В результате получается циркуляция воздуха между экватором и параллелями в 30° — 35° ; от 30° — 35° до экватора дуют внизу пассаты; сходясь у экватора, они дают восходящие течения; затем вверху в виде антипассатов растекаются в обе стороны от экватора; под широтой 30° — 35° снова опускаются вниз и питают нижние пассаты; по обе стороны экватора образуются таким образом два тропических вихря с горизонтальной осью.

Рассмотрим теперь происхождение циркуляции в умеренных широтах. Под широтой 30° — 35° имеется область повышенных давлений; отсюда давление падает, как к экватору, так и в направлении к полюсу. Падение давления к полюсу имеет место на всех высотах, особенно велико оно в верхних слоях. Таким образом на всех высотах в умеренных широтах градиент давления направлен к полюсу; под действием градиента и отклоняющей силы вращения земли должны образоваться западные воздушные течения, как в северном, так и в южном полушарии со слагающей, направленной к полюсу; последняя слагающая должна быть довольно значительной в нижних слоях атмосферы, вследствие большого трения воздушных масс о земную поверхность; с высотой эти течения должны принимать все более и более западное направление. В результате в умеренных широтах каждого полушария должен образоваться огромный вихрь, в котором воздушные массы вращаются с запада на восток. В образовавшемся таким образом вихре массы воздуха притекают к более высоким широтам; они должны здесь накапливаться и противодействовать образованию минимума давления у

полярного круга. В действительности же западные течения умеренных широт постоянно поддерживаются и сохраняются, как стационарная циркуляция. Вследствие этого надо допустить, что непрерывный приток воздуха из тропических стран компенсируется некоторым оттоком его к экватору. До самого последнего времени предполагалось, что этот отток к экватору совершается в некотором среднем слое и при том против градиента, направленного на всех высотах к полюсу.

Указанный отток воздуха к экватору встречает в настоящее время серьезные возражения. Хотя такие движения воздуха против градиента и возможны и хотя существование указанных ветров в средних ярусах атмосферы и подтверждается наблюдениями, однако они не могут играть значительной роли; движения воздуха против градиента, как показывает теория, могут ограничиваться лишь ничтожными расстояниями. По мнению Экснера, приходится допустить, что обмен воздуха между тропическим кольцом высокого давления и пониженным давлением у полярных кругов осуществляется не одной общей системой циркуляции, а рядом значительно меньших циркуляций, которые и вызывают перенос воздуха из высоких широт в более низкие и обратно. На этих циркуляциях, так наз. циклонах и антициклонах, мы остановимся ниже. Вообще циркуляция атмосферы в умеренных широтах несомненно очень сложная: здесь отдельные системы циркуляций могут быть одна подле другой; образуется множество поверхностей соприкосновения слоев воздуха, имеющих различные воздушные течения, дающие начало смешениям воздушных масс разной температуры, а также вихревым образованиям. И действительно, в умеренных широтах подобного рода атмосферные возмущения происходят значительно чаще, чем в тропической зоне, где имеет место простая общая циркуляция.

Описанная сложная система циркуляции вне тропиков заслуживает самого серьезного внимания не только с динамической, но и термической точки зрения. Исследования Шмидта и Дефанта показали, что благодаря внетропической циркуляции атмосферы, осуществляется перенос тепла из тропических в более умеренные и даже полярные страны; подсчет теплового баланса в более северных широтах показывает, что здесь земная поверхность не только не отдает тепла на нагревание воздуха, но даже восполняет некоторый дефицит тепла, благодаря притоку тепловой энергии из атмосферы; напротив, в тропических широтах земная поверхность получает избыток тепла, передаваемый ею атмосфере. Таким образом, благодаря внетропической циркуляции, осуществляется перенос тепла из тропических широт в умеренные и полярные страны; внетропическая циркуляция представляет собою, по мнению Дефанта, «явление турбулентности большого масштаба».

Наблюдения показывают, что от 60° — 70° широты давление у земной поверхности увеличивается к полюсам. Эта область повышенного давления является результатом скопления тяжелых холодных масс воздуха над полюсами; благодаря градиенту, направленному от полюсов, здесь образуются восточные ветры; с другой стороны, к полярным кругам притекают теплые западные течения; оба встречающиеся течения разделяются поверхностью полярного фронта. Представляя собою раздел теплых и холодных потоков воздуха, поверхность полярного фронта не остается неподвижной; она то продвигается к югу, то отступает к северу в зависимости от накопления и расхода воздушных масс над полюсами. Соприкасающиеся холодные и теплые массы проталкивают друг в друга, вследствие чего поверхность полярного фронта испытывает волнообразные колебания, перемещающиеся с запада на восток.

Прежде чем закончить изложение теории атмосферной циркуляции, нелишне остановиться на происхождении восточных ветров, наблюдающихся над экватором до самых значительных высот. В верхних слоях над экватором линейная скорость вращения земли с запада на восток очень велика. Всякого рода течения, притекающие сюда из нижних слоев атмосферы или из более высоких широт, приходят из мест, где линейная скорость вращения земли значительно меньше; если они сами не имели значительной западной скорости, то, попадая в верхние слои над экватором, они в своем движении отстают от движения земли и дают таким образом относительно земной поверхности восточные ветры. Рассчеты показывают, что при поднятии над экватором покоящейся массы на высоту 10 км. она получает здесь скорость с востока на запад в 1.46 м./сек.; в то же время при смещении покоящейся массы от 15° широты до экватора должны получиться восточные ветры в 30—40 м./с. Таким образом верхние восточные ветры над экватором, достигающие 30—40 м./с., могут быть объяснены лишь перемещением воздушных масс в верхних слоях из более высоких широт к экватору. Такое перемещение воздушных масс в верхних слоях атмосферы имеет место при смене времен года, когда воздух переходит из одного полушария в другое, и оно может дать начало этим верхним восточным ветрам.

Г Л А В А XV.

Циклоны и антициклоны.

Общее понятие о циклонах и антициклонах. Различного рода возмущения, происходящие в нашей атмосфере, приводят в известных случаях к образованию вихрей, особенно часто встречающихся в умеренных широтах. Эти вихри могут быть двух видов: в одних из них в центре имеет место минимальное давление, а во все стороны от центра давление повышается; в других, наоборот, в центре господствует максимальное давление и во все стороны от центра давление убывает. В первом случае имеем циклон или барометрический минимум, во втором—антициклон или барометрический максимум. В обоих случаях центр вихря окружен изобарами, имеющими вид более или менее правильных эллипсов; круговые изобары почти никогда не наблюдаются; лишь в тропических циклонах иногда форма изобар бывает близка к круговой.

Для того, чтобы получить наглядное представление о циклонах и антициклонах, развивающихся в нашей атмосфере, лучше всего обратиться к ежедневным картам погоды или синоптическим картам, издаваемым центральными метеорологическими учреждениями почти всех государств. Нашей Главной Геофизической Обсерваторией издаются ежедневные бюллетени погоды, в которых содержатся синоптические карты погоды для 7 час. утра и для часу дня и 9 час. вечера предшествующего дня, а также в виде таблиц приводятся цифровые данные метеорологических элементов для различных станций, на основании которых построены карты.

На рис. 138 в уменьшенном виде дана такая карта погоды для 7 час. утра 2 января 1925 года. Она дает наглядное представление о погоде в определенный момент для обширной части земного шара и потому называется синоптической. На карте сплошными линиями

проведены изобары; при кружочках, соответствующих различным станциям, поставлены числа, обозначающие температуру воздуха; стрелки при кружках указывают направление ветра; штрихи у стрелок дают

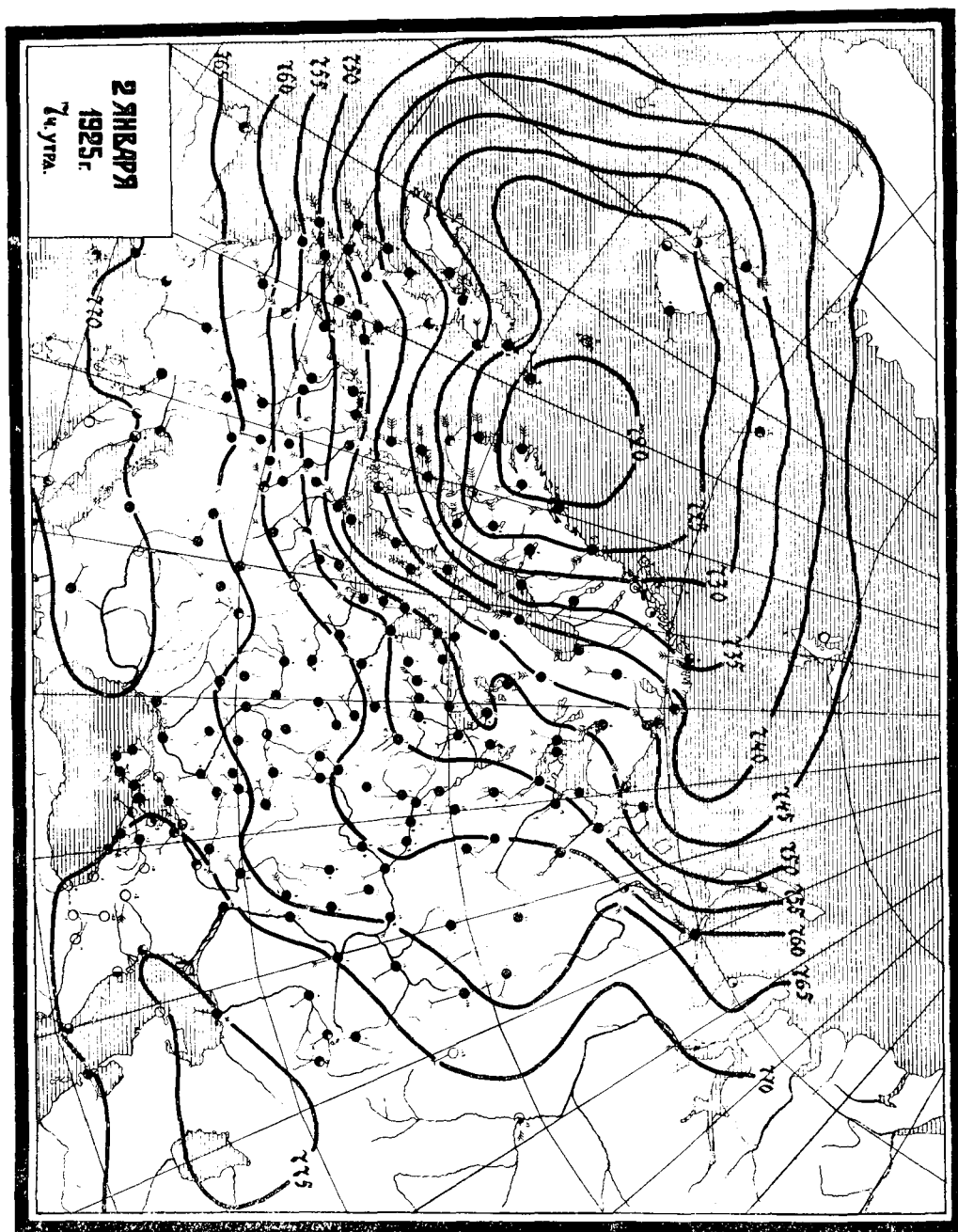


Рис. 138. Карта погоды 2 января 1925 г.

силу ветра по шкале Бофорта. Степень зачернения кружка выражает облачность: если все небо затянато облаками, то соответствующий кружок целиком зачернен; если облаками покрыта $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$, $\frac{3}{4}$ неба, то на карте зачернена $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$, $\frac{3}{4}$ кружка; вовсе не зачерненный кружок соответствует безоблачному небу. Наконец, особые условные знаки при кружках служат для отметки различных метеорологических явлений; так,

напр., две точки, одна над другой, обозначают дождь, звездочка—снег, три параллельные горизонтальные черты—туман и т. д.; список всех этих условных обозначений обычно приводится при карте. Просматривая синоптические карты, мы можем обнаружить два типа замкнутых изобар:

1) Области пониженного давления, в которых давление постепенно понижается к центру; ветры направлены к центру и, кроме того, поворачиваются в направлении против часовой стрелки в северном полушарии (в южном—по часовой стрелке). Указанное направление ветров получается благодаря совместному действию градиента давления и отклоняющей силы вращения земли (рис. 122). Такие барические области называются циклонами. Примером может служить барометрический минимум, данный на рис. 138; он расположен над севером Англии и Скандинавии, причем давление в центре этого циклона опускается ниже 720 мм.

2) Области повышенного давления, в которых давление постепенно повышается к центру; ветры направлены от центра и поворачиваются в направлении часовой стрелки в северном полушарии (в южном—против часовой стрелки). Указанное направление ветров соответствует движущей силе градиента и отклоняющей силе вращения земли (рис. 123). Эти барические области называются антициклонами. Такой антициклон можно видеть на рис. 139, дающем карту погоды для 25 февраля 1925 года: антициклон расположен над центральной частью СССР, причем давление в нем доходит до 790 мм. и более.

Характерные черты циклонов. Синоптические карты показывают, что в умеренных широтах постоянно образуются и движутся циклоны, иногда одновременно два и даже более.

Наблюдения показывают, что в центре барометрического минимума давление нередко падает до 730, 720 мм. и ниже; 5 февраля 1870 г. на Атлантическом океане барометр во время шторма понизился до 694 мм., а в Исландии 4 февраля 1824 г. упал в Рейкиавике даже до 692 мм.; но это уже исключительные случаи низкого давления.

Размеры циклонов умеренных широт весьма различны. Если радиусе циклона считать изобару в 760 мм., то размеры циклонов могут превосходить 2500 км., а над Атлантическим океаном 3000 км.; 3 апреля 1874 года барометрический минимум покрывал северную часть Атлантического океана и всю западную Европу; изобара в 755 мм. проходила, с одной стороны, через восточные берега Балтийского моря, с другой стороны—через Лабрадор. При таких значительных горизонтальных размерах высота циклонов, как увидим ниже, не превосходит 10 км.; таким образом, они представляют собою весьма плоские, растянутые по горизонтальному направлению образования.

Форма изобар в циклонах ближе всего подходит к эллиптической; большая ось изобар приблизительно вдвое больше малой; в среднем отношение большой оси к малой составляет 1.9 для северной Америки, 1.7 для Атлантического океана и 1.8 для Европы. В теплое время года изобары имеют более вытянутую форму, чем в холодное. Большая ось изобар может принимать всевозможные направления, но среди них преобладает направление северо-восточное; среднее направление большой оси циклона в северной Америке и над Атлантическим океаном составляет N 35° E, а в Европе между северо-восточным и восточным направлениями.

Величина градиента в циклонах средних широт достигает 4—5 мм.; заметим, что при градиенте в 2 мм. можно уже ожидать довольно

сильного ветра. Изобары расположены вообще неодинаково густо в различных частях одного и того же циклона; при этом, чем гуще расположены изобары, тем давление изменяется быстрее и тем больше,

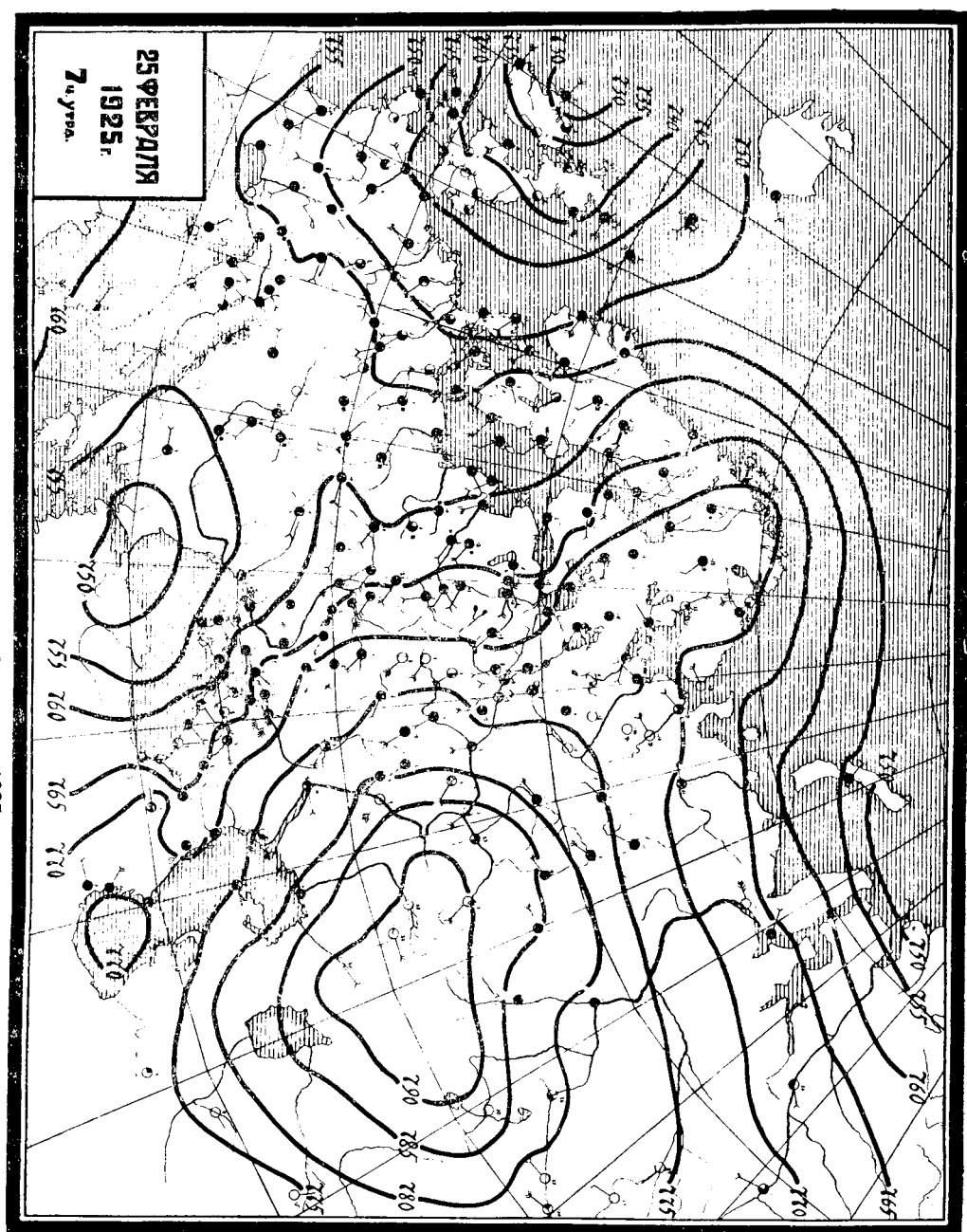


Рис. 139. Карта погоды 25 февраля 1925 г.

очевидно, градиент давления. Наблюдения показывают, что наибольшие градиенты имеют место в SSE и SSW частях циклона, тогда как наименьшие градиенты чаще всего встречаются в NNE части; здесь, очевидно, и изобары наиболее раздвинуты. Таким образом, части циклона, в которых чаще всего имеется наибольшее и наименьшее сгущение изобар, не вполне противоположны между собой.

Угол, образуемый направлением ветра с градиентом, т. е. угол отклонения, неодинаков в различных частях одного и того же циклона. Следующая таблица дает нам значения угла отклонения в разных частях циклона:

Угол отклонения ветра в разных частях циклона.

Части циклона.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Средн.
Сев. Атлант. океан. . .	76°	71°	74°	81°	79°	90°	90°	79°	80°
Зап. и сев. Европа. . .	63	59	61	61	67	70	72	76	68
Средняя Европа . . .	34	43	45	48	56	51	40	33	44
Шнеекоппе.	66	98	100	81	57	66	52	51	74

В среднем угол отклонения больше всего над океаном и на вершине Шнеекоппе; в средней Европе, в виду более значительного трения, угол отклонения наименьший.

В западной Европе и в Атлантическом океане угол отклонения меньше всего в северо-восточной части циклона; здесь ветер больше всего направлен внутрь циклона; больше всего угол отклонения в западной части, причем в западной части Атлантических циклонов ветер направлен по касательной к градиенту. На вершине горы Шнеекоппе угол отклонения достигает наибольших значений в восточной части; в восточной и северо-восточной частях угол отклонения больше 90°; таким образом ветер направлен здесь от центра и, следовательно, в этих частях циклона имеет место отток воздуха.

В летнее время угол отклонения вообще больше, чем зимою, что видно из следующей таблицы:

	Париж.	Упсала.	Вена.
Зима	47°	46°	38°
Лето	47	54	39.

Причина увеличения угла отклонения в летнее время обусловлена значительной турбулентностью атмосферы и вертикальной конвекцией, перемешивающей воздух нижних слоев с верхними, имеющими больший угол отклонения. По мере увеличения скорости ветра, угол отклонения также, вследствие увеличения турбулентности, возрастает; например, для Ливавы:

Скорость ветра м./сек. . .	2—10	11—17	18—20
Угол отклонения	61°	64°	70°.

Таким образом направление сильных ветров приближается к изобаре.

Угол отклонения вообще почти не изменяется по мере приближения к центру циклона.

Итак, угол отклонения ветра от барического градиента больше всего над океанами; над материками он значительно меньше; можно принять, что над океанами он в среднем составляет 80°, а над материками 40—50°.

Наблюдения показали, что зависимость между величиною градиента и соответствующей скоростью ветра в разных частях циклона различна, так что одинаковому градиенту в разных частях циклона соответствует различная скорость; в то же время величина градиента в разных частях циклона также различна; вследствие этого сильные ветры и бури бывают обыкновенно не во всех частях циклона. Иссле-

дования Шпиндлера над европейскими циклонами показали, что из 188 циклонов 58% сопровождались бурями лишь в одной четверти циклона, 31%—в двух, 9%—в трех и всего лишь 2%—по всей окружности; в европейских циклонах бури наблюдаются чаще всего в южных и юго-западных частях, т. е. при западных ветрах. Угол пространства, охваченного бурей, составляет в среднем 63°; наибольшей величины достигает он зимою, причем буря охватывает даже северо-западную часть циклона; летом угол бурного пространства значительно меньше и охватывает по преимуществу юго-восточную четверть. В циклонах, приходящих с океана, угол бурного пространства больше, чем в циклонах континентальных.

Скорость ветра вообще возрастает от периферии вглубь циклона, как это видно из приводимой таблицы скоростей ветра для циклонов Европы и Атлантического океана (51°—56° с. ш.) на разных расстояниях от центра.

Скорость ветра в циклонах Европы и Атлантического океана.

Давление	755/760	750/755	745/750	740/745
Скорость ветра в м./с.	11.3	12.2	12.4	12.5.

Следует однако отметить, что наиболее сильные ветры господствуют не вблизи центра циклона, а в среднем на расстоянии около 400 км. от центра; зимою это расстояние значительно больше и в январе достигает 1000 и даже 1500 км. В центральной части циклона, повидимому, существует затишье или, по крайней мере, ослабление ветра. Сила ветра в отдельных случаях достигает 20 м./сек., иногда даже 30 м./сек. и более.

Приведем также значения скорости ветра в разных частях циклона по наблюдениям Линденбергской обсерватории (вблизи Берлина).

Скорость ветра в разных квадрантах циклона (Линденберг).

Квадранты циклона.	N	E	S	W
Зима	4.7 м./сек.	4.5 м./сек.	6.2 м./сек.	6.7 м./сек.
Лето	4.8	4.1	5.4	5.7
Год.	4.8 "	4.3 "	5.8 "	6.1 "

Нетрудно видеть, что наибольшая скорость ветра имеет место в западной (тыловой), наименьшая в восточной (передней) части циклона; зимою скорость ветра вообще значительно больше, чем летом.

Распределение тепла в разных частях циклона связано, главным образом, с господствующими здесь течениями. Уже первые исследования в этом направлении показали, что передняя часть циклона (восточная) с ее южными и юго-восточными ветрами значительно теплее тыловой части (западной) с ее северными и северо-восточными ветрами. Кроме того, на распределение температуры оказывают влияние значительная облачность и осадки, имеющие место в циклонах; летом они понижают температуру воздуха, зимою, напротив того, повышают ее. Наконец, влияние оказывает происхождение ветров, а именно, приходят ли они с суши или с океана: зимою океанические ветры повышают температуру, летом—понижают. Высказанные соображения подтвер-

ждаются следующей таблицей, дающей отклонения температуры от нормальной для Упсалы для передней и тыловой части циклонов на различных расстояниях от центра:

Отклонения температуры от нормальной в разных частях циклона.

Зоны давления.	< 745	745—755	755—760	760—765	> 765	Среднее.
Отклонения температуры зимою.						
Передняя половина	3.7	1.9	2.7	1.2	0.7	2.1°
Тыловая "	—0.8	—1.3	—1.2	—2.5	—3.6	—1.9
Отклонения температуры летом.						
Передняя половина	1.0	0.7	1.0	1.0	1.4	1.0
Тыловая "	—1.9	—2.1	—0.7	—0.8	—0.9	—1.5

Проф. П. И. Броунов, на основании карт погоды Главн. Физич. Обсерватории, определил размеры теплой и холодной части циклона в разное время года за 5-летний период. При этом он получил следующие числа:

	Зима.	Весна.	Лето.	Осень.	Год.
Величина теплой области .	74 ⁰ / ₀	52	31	54	53
" холодной " .	26 ⁰ / ₀	48	69	46	47.

Зимою, как показывает таблица, преобладает нагревание (положительное отклонение температуры), летом охлаждение; весной и осенью в слабой мере преобладает нагревание; последнее имеет место и в среднем за год.

Продолжительность жизни циклонов может быть самая различная—от нескольких часов до 20 дней.

Поступательное движение циклонов. Обычно циклоны не остаются на месте, но постоянно перемещаются. Пути, по которым перемещаются циклоны, отличаются большим разнообразием так же, как и скорости перемещения. В среднем можно принять, что на востоке северной Америки они перемещаются почти на восток, а именно, в направлении на N 81° E; при этом зимою они движутся более на север, на N 79° E, а летом идут в восточном направлении N 90° E; на западе северной Америки они движутся несколько на юг, а именно, N 102° E или E 12° S. Над Атлантическим океаном под широтой около 50° и между 60°—33° зап. долготы среднее направление их составляет N 66° E; в восточной части Атлантического океана между 30°—10° зап. долготы, под широтой 55° направление их движения на N 80° E. В западной Европе они перемещаются в направлениях между NNE и SSE, зимою путь их более на юг.

В Союзе ССР циклоны движутся также на восток с некоторой слагающей на север; направление движения следующее:

Направление движения циклонов в СССР.

Зима	Весна	Лето	Осень	Год
N 80° E	N 66° E	N 59° E	N 69° E	N 68 ¹ / ₂ ° E.

Таким образом у нас зимою циклоны направляются почти на восток с малой слагающей на север, летом же слагающая на север

значительно больше; крайние направления следующие: на Е в январе и на N 47° Е, т. е. почти на северо-восток, в июле.

Карты путей циклонов показывают, что хотя, в общем, действительно сохраняется стремление циклонов двигаться на восток, но отдельные их пути могут быть очень сложны и различны; отдельные части траекторий могут иметь самые различные направления; иногда, правда весьма редко, циклоны имеют направление к западу и даже к юго-западу; иногда циклоны при своем движении описывают целую петлю; эти петли вообще встречаются чаще над Скандинавией и прилежащими к ней морями. В северной Америке пути циклонов гораздо проще. Рассматривая траектории отдельных циклонов в Европе, можно заметить, что циклоны направляются по известным путям, причем можно выделить главнейшие из них (рис. 140). В зимние месяцы циклоны

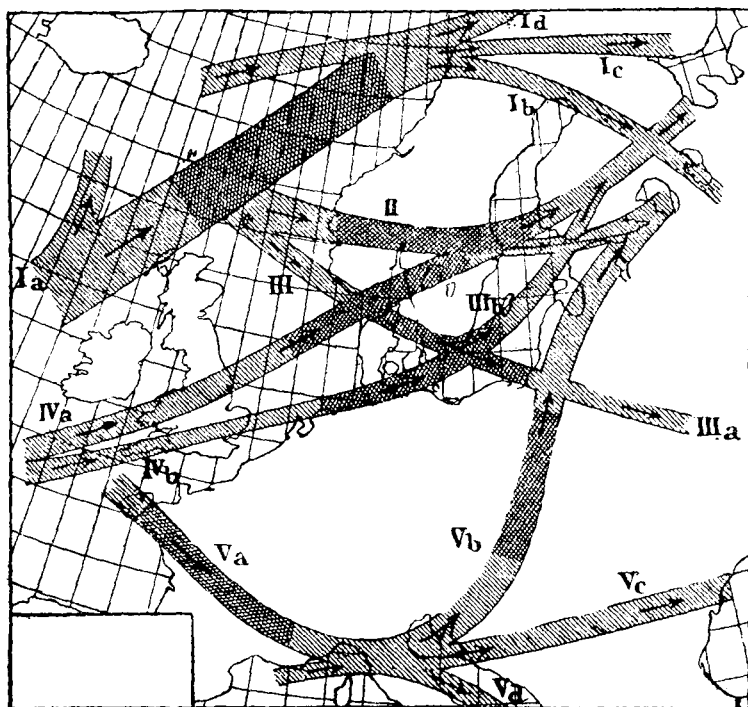


Рис. 140. Пути циклонов в Европе.

направляются главным образом по путям I и II, иногда же избирают пути III и V; к весне пути принимают более южное направление (III, V^b, V, V^a и V^c); летом, кроме I пути, особенно значительное движение циклонов происходит по путям IV^a и V^b. Повторяемость циклонов в процентах на каждом из шести главных путей следующая:

	I	II	III	IV	V ^a	V ^b
Зимнее полугодие	31%	18	16	12	10	13
Летнее полугодие	39%	11	5	22	5	18.

Обычно пути циклонов направлены к большим водным бассейнам (Балтийское, Белое, Черное, Каспийское моря). Там, где несколько путей пересекаются и одни из них частично переходит в другие, часто происходит замедление в скорости распространения циклонов; в этих областях замечается стремление циклонов делаться стационарными и,

кроме того, усиливаться. Почти все эти области также лежат над водными поверхностями.

Приведенные нами пути циклонов охватывают преимущественно западную часть Европы. Хорошим дополнением к ним может служить изображенная на рис. 141 карта типичных путей циклонов, составленная М. А. Рыкачевым, охватывающая также и Европейскую часть СССР. Рыкачевым установлено 12 типов путей для Европейских циклонов; все пути направлены на восток, причем большинство из них имеет слагающую на юг. Наиболее часто перемещаются циклоны по следующим путям: II (16% всех циклонов), VIII (11%) и I (9%); всего реже циклоны движутся по путям: IX (2%) и VII (3%). Около 16% минимумов относятся к типам XI и XII, для которых нельзя указать опре-

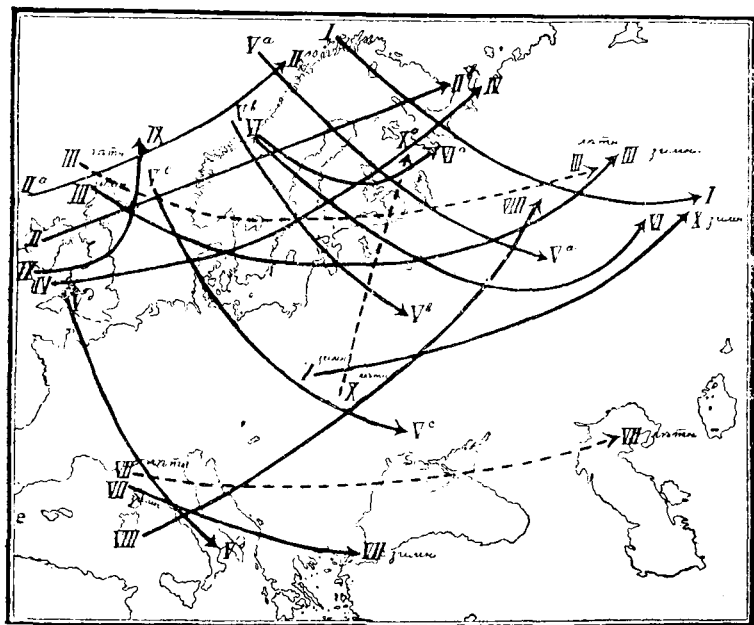


Рис. 141. Пути циклонов в СССР.

деленных траекторий, вследствие чего они и не отмечены на карте. Типы I и V принадлежат главным образом к зимнему времени года; типы IV, VIII и X к летнему; остальные типы чаще встречаются зимою; чем летом. Необходимо обратить внимание на малое число циклонов, приходящееся на южную и восточную часть СССР; ниже мы увидим, что эти части СССР весьма часто оказываются в сфере влияния областей высокого давления, приносящих сухую, ясную погоду. Отсюда ясно, почему эти районы так бедны осадками, так часто страдают от засухи и представляют собою безлесную, степную полосу.

Над северной Америкой пути циклонов значительно проще; главный путь идет в северной части Тихого океана, под широтой 55° он пересекает материк и направляется через большие озера к Ньюфаундленду, а затем на северо-восток через Атлантический океан, второй путь начинается на материке там же, где и главный, но направляется на юго-восток; имеется еще один путь, а именно, от Техаса к большим озерам. Главный путь преобладает в очень резко выраженной форме над всеми остальными; по этому пути движутся вообще не особенно глубокие минимумы; скорость здесь вдвое больше, чем

для европейских минимумов, причем эти минимумы отделены друг от друга движущимися также быстро барометрическими максимумами. Совсем иначе обстоит дело в Европе; здесь ни один из путей не дает значительного преобладания над другими и различные пути образуют сложную сеть.

Вопросу о путях циклонов посвящен целый ряд исследований; согласно этим исследованиям, направление движения циклонов определяется целым рядом правил; остановимся вкратце на некоторых из них:

1) Циклоны обнаруживают общую тенденцию двигаться с запада на восток. Такая тенденция объясняется тем, что температура воздуха вообще падает с юга на север: южные ветры в восточной части циклонов приносят теплые и потому более легкие массы воздуха в переднюю часть циклона, давление здесь должно падать; северные ветры западной части приносят, напротив того, холодный, более плотный воздух и давление здесь должно повышаться. Таким образом обычное перемещение циклонов на восток может быть объяснено обычным падением температуры с юга на север. Если распределение температуры отличается от указанного, то движение циклона принимает иное направление; но при этом для значительного числа циклонов имеет место правило, согласно которому циклоны перемещаются перпендикулярно направлению падения температуры и притом так, что более высокая температура остается справа.

2) Циклоны перемещаются по большей части в таком направлении, при котором высокое давление лежит с правой стороны. Следствием этого правила является часто наблюдаемое явление, что циклон огибает область высокого давления так, что последняя остается справа.

3) Циклоны движутся в направлении воздушных течений, обладающих наибольшей энергией.

В главе «Погода и ее предсказание» мы остановимся подробно на этих исследованиях.

Рассмотрим теперь, какова скорость движения циклонов. Средние значения скорости перемещения циклонов, выраженные в км. за час, даны в следующей таблице:

Скорость перемещения циклонов в км./час.

	С. Америка.	Атл. океан.	Зап. Евр.	Европ. часть СССР.	Берингово море.	Япония.
Зима . . .	56	30	29	39	30	45
Весна . . .	44	30	26	33	30	40
Лето . . .	39	27	24	29	37	28
Осень . . .	44	30	30	35	33	38
Год. . .	46	29	27	34	33	38
Максимум .	56 (дек.)	32 (нояб.)	31 (окт.)	41 (февр.)	—	50 (дек.)
Минимум .	39 (июнь)	26 (июль)	22 (авг.)	27 (июль)	—	27 (июль)

Наибольшей скоростью перемещения обладают американские циклоны, наименьшей—циклоны в западной Европе и над Атлантическим океаном; в Европейской части СССР скорость перемещения циклонов несколько больше, чем в западной Европе, а именно, в среднем за год 34 км./час. Зимой скорость перемещения вообще больше, чем летом; так, напр., в северной Америке в декабре скорость достигает 56 км./час, а в июле опускается до 39 км./час; в СССР в феврале

скорость равна 41 км./час, а в июле 27. Над Атлантическим океаном скорость в течение года остается почти постоянной: она изменяется от 32 км./час для ноября до 26 км./час в июле.

Приведенные числа дают среднюю скорость перемещения циклонов; в отдельных случаях она может изменяться в очень широких пределах; так, напр., иногда циклоны могут в течение суток и более оставаться неподвижными, тогда как в других случаях они перемещались со скоростью 130 км./час; скорость ветра в последних случаях обычно значительно меньше, чем поступательная скорость перемещения циклона.

Скорость движения циклонов с течением времени в большинстве случаев уменьшается; так, наблюдения над циклонами в СССР показывают, что в 1-й день циклоны обладают в среднем скоростью 39 км./час, на второй день она уже равняется 32, на третий 29 и на четвертый день 24 км./час. Беббер нашел, что скорость перемещения циклонов возрастает в том случае, если они углубляются; если глубина циклона остается постоянной, то скорость его перемещения сравнительно небольшая; она еще меньше, если циклон заполняется. Интересно отметить, что летом циклоны при перемещении вглубь СССР нередко углубляются.

Повторяемость циклонов. Если рассматривать только длительно существующие циклоны, которые пересекают весь материк Америки или весь Атлантический океан или всю Европу, то число таких циклонов в среднем выражается следующими числами:

Число длительно существующих циклонов.

	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Сев. Америка	5.3	3.9	1.2	2.6	13.0
Атлант. океан	8.0	3.9	4.2	5.9	22.0
Европа	6.0	3.9	1.8	3.6	15.3

Таким образом длительные циклоны наблюдаются главным образом зимою и при том чаще всего над Атлантическим океаном.

Что касается общего числа циклонов, то в СССР в среднем оно в разные времена года следующее:

Число циклонов в СССР.

Зима	Весна	Лето	Осень	Год
23.5	17.6	12.0	22.3	75.4.

Зимою число циклонов вдвое больше, чем летом; при этом на декабрь приходится в среднем 10.3 циклона, а на август только 3.5. В северной Америке на зиму приходится 31% всех циклонов, на весну 26%, на лето 20% и на осень 23%.

Наиболее глубокие циклоны наблюдаются зимою, наименее глубокие—летом; так, напр., в СССР среднее давление в центре циклона выражается следующими числами:

Среднее давление в центре циклонов СССР.

Зима	Весна	Лето	Осень
732 мм.	738 мм.	741 мм.	736 мм.

Наиболее глубокие циклоны наблюдаются над Атлантическим океаном и над северо-западной частью Европы; так, над Атлантическим океаном около 68% всех циклонов имеют в центре давление меньше 750 мм., для Европы такие циклоны составляют 40%. Циклоны, проходя над Средиземным и Черным морем, нередко снова углубляются.

Погода при прохождении циклона. В обычных условиях состояние погоды в различных частях циклона может быть схематически представлено рисунком 142. Прямая АВ дает нам направление перемещения циклона; сплошные линии, окружающие овалами центр циклона, представляют собой изобары; стрелки, поставленные в разных частях циклона, показывают направление ветра. Если мысленно провести через центр циклона прямую, перпендикулярную направлению движения, то

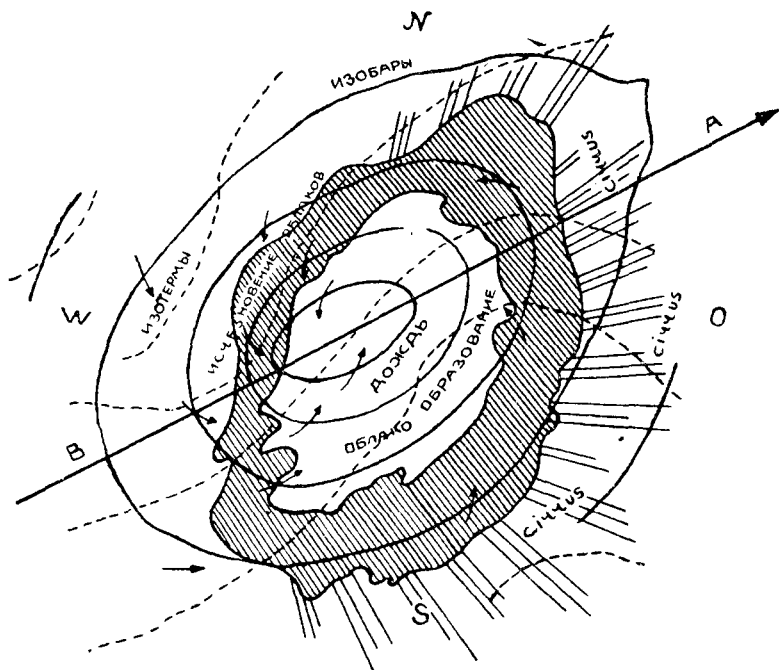


Рис. 142. Погода в циклоне.

она разделит циклон на две половины: переднюю и тыловую. Температура в передней части его всегда выше, чем в тыловой. Передняя половина отличается вообще большей влажностью, особенно SE ее часть, тогда как тыловая часть значительно суше.

Ветры, как было указано выше, дуют вокруг центра в направлении, противоположном часовой стрелке, и, кроме того, направляются к центру. Обычно ветры более всего направлены внутрь циклона в его передней части, меньше всего — в тыловой; вследствие этого переход от передней части в тыловую проявляется резким, внезапным изменением направления ветра, особенно выраженным в южной половине циклона, где он переходит из южного в западный. Скорость ветра зависит вообще от градиента; в центре обычно имеет место затишье, наиболее сильные ветры — на некотором расстоянии от центра.

Линии токов внутри циклонов по преимуществу сходящиеся, вследствие этого здесь должны иметь место восходящие течения, сопровождающиеся конденсацией водяных паров. И действительно, циклоны приносят, вообще говоря, пасмурную погоду, повышенную влажность

и осадки в виде дождя и снега. Внутри циклона вырисовывается область осадков, окруженная областью облаков. Обе области не симметричны относительно центра; в передней части они охватывают значительно большую площадь, чем в тыловой. В передней части циклона, далеко впереди, наблюдаются легкие перистые облака, которые переходят в перисто-слоистые, а затем, постепенно уплотняясь, в слоисто-кучевые; по мере приближения к центру появляются дождевые облака, дающие обложной мелкий дождь, постепенно усиливающийся по мере приближения к центру.

В тыловой части характер погоды резко изменяется. Температура здесь понижается, понижается и абсолютная влажность; осадки выпадают в виде холодных, кратковременных дождей или сильных шквалов, особенно в юго-западной части. По мере удаления от центра дождевые облака, а также дожди быстро ослабевают; появляются слоисто-кучевые, чаще высоко-кучевые и разорванно-кучевые облака; в просвете между облаками появляется голубое небо; временами ясная погода сменяется быстро проходящими дождями; наконец, на сравнительно небольшом расстоянии от центра устанавливается вполне ясная погода. Ветры в тыловой части имеют направление от N до W и дуют бурными порывами. Вся тыловая часть циклона имеет описанный характер, но в южной части он проявляется значительно резче.

Мы дали общую характеристику погоды в циклоне; в отдельных случаях наблюдаются более или менее значительные отклонения в деталях. Обычно наибольшие градиенты давления имеют место в южной части циклонов; в этом случае области осадков и облаков имеют большее протяжение на юг и юго-восток от центра. Но иногда встречаются циклоны, в которых наибольшие градиенты имеют место на северо-восток от центра; в этом случае области осадков и облаков распространяются довольно далеко на северо-восток от центра. Следует заметить, что в указанной области осадков весьма редко идет дождь сразу во всех ее частях; часто в отдельных местах дождя нет, хотя небо и покрыто облаками и можно ожидать осадков в ту или другую часть дня. Точно также в кольцеобразной области облаков могут быть отдельные части, в которых, благодаря тем или другим местным условиям, могут выпадать осадки.

Местные условия могут вообще в значительной мере изменять характер погоды в циклоне. Так, иногда бури, ливни, шквалы и грозы могут быть обусловлены рельефом земной поверхности и другими местными особенностями (близость моря, озера, соседство с лесным массивом и проч.), вследствие чего в одних местах они наблюдаются чаще, чем в других. Так, напр., на восточном побережье северной Америки зимою восточные ветры оказываются сравнительно теплыми и влажными, тогда как западные ветры холодными и сухими; вследствие этого восточная и северная части циклона отличаются здесь более высокой температурой и более обильными осадками. Сторона циклона с повышенной температурой и обильными осадками обычно является в то же время и передней его частью.

Траектории воздушных течений в перемещающихся циклонах. Обычно при рассмотрении путей воздушных масс в циклоне предполагают, что циклон остается неподвижным. В этом случае воздух движется, как мы видели, к центру и в то же время вращается против часовой стрелки (в северном полушарии). В результате должна бы получиться траектория в виде логарифмической спирали. Однако, такой вид траекторий не подтверждается наблюдениями. Происходит это вследствие поступательного движения циклона; действительные пути частичек воздуха

в циклоне слагаются из внутренних движений частичек относительно циклона и общего поступательного движения всего циклона в целом. Вопросу о действительном движении воздуха в циклоне посвящен ряд работ. Рассмотрим задачу в простейшем виде, используя графический метод. На рис. 143 пунктирные линии в виде спиралей дают нам траектории воздуха в покоящемся циклоне, причем изобары

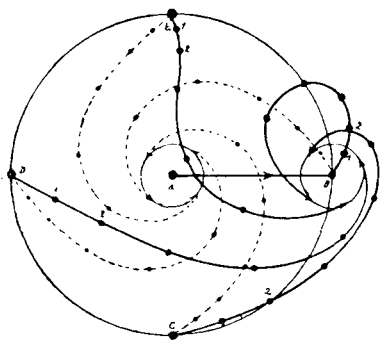


Рис. 143. Траектории движения воздуха в циклоне.

представляют концентрические круги с центром в точке А; угол отклонения всюду принят равным 60° . На этих траекториях помощью точек отмечены пути, которые проходятся воздушными массами в одинаковые промежутки времени. Скорость движения быстро увеличивается к центру, вследствие чего расстояния между точками берутся все больше и больше. Траектории проведены вплоть до малого круга, описанного вокруг точки А; этот круг представляет собою внутреннюю часть циклона, в которой скорость уже уменьшается по мере приближения к центру.

Допустим, что все тело циклона движется поступательно, причем центр его перемещается из А в В за то время, за которое воздушная частичка в покоящемся циклоне переходит от внешнего круга на внутренний. В таком случае проведенные толстыми линиями кривые дают нам действительные пути четырех воздушных частичек, которые в начале лежали в точках В, С, D и Е. Воздух в передней стороне (точка В) описывает почти полный изгиб спирали, причем сначала он пересекает траекторию циклона АВ впереди центра, а затем, так как центр постепенно перемещается из А в В, позади него. Воздух в правой стороне циклона (точка С) идет сначала вперед, а затем загибает в левую сторону; воздух, идущий с задней стороны циклона из точки D, описывает длинную дугу, заканчивая свой путь у передней части циклона; наконец, воздух, находившийся первоначально в левой части в точке Е, описывает путь позади центра и попадает в правую сторону от центра. Скорость воздуха для различных траекторий неодинакова. Конечно, полученный результат зависит от силы трения, которая определяет угол отклонения (мы приняли его в 60°).

По прошествии времени, в течение которого циклон переходит из А в В, массы воздуха, двигавшиеся из В, С, D и Е, снова оказываются расположенными на круге, именно на малом круге, описанном из точки В. Точно также все первые точки (1), все вторые точки (2) и т.д. оказываются расположенными на кругах, радиусы которых становятся все меньше и центр которых постепенно перемещается в В. Это вполне понятно; в самом деле, если бы наблюдатель принимал участие в движении циклона из А в В, то для него движение воздуха в циклоне рисовалось бы таким же симметричным, как и в случае неподвижного циклона для наблюдателя, находящегося на земной поверхности.

Исследования Шоу и Лемпферта действительно показали, что в перемещающемся циклоне ветер лишь в отдельных случаях дает пути в виде спиралей; вообще же пути частичек очень сложны, причем они пересекают циклон то впереди, то позади центра циклона. Эти исследования позволяют нам судить, откуда массы воздуха притекают

к центральной области циклона и куда они затем уносятся. Иногда о действительных путях движения воздушных масс можно судить по выпадению пыли, особенно, если имеется снежный покров. Так, 9—12 марта 1901 года циклон двигался из Туниса через Средиземное море, через Швейцарию и, спустя два дня, достиг Балтийского моря; на пути его движения выпало значительное количество пыли; особенно была заметна выпавшая пыль по своей красной окраске на вершинах Альпийских гор, покрытых снегом; осевшая пыль была затем покрыта новым выпавшим снегом; но летом, когда снег частично стаял, снова стала заметной. Благодаря выпадению пыли можно было проследить пути воздушных масс от юга Алжира до Дании, т. е. на протяжении 3000 км.

Характерные черты антициклонов. Как указано выше, барометрический максимум или антициклон представляет собою вихрь, противоположный циклону. Давление в антициклонах убывает от центра к периферии, следовательно, в этом же направлении текут воздушные течения в нижних его частях, поворачиваясь по часовой стрелке в северном полушарии и в противоположном направлении — в южном (рис. 139). Изменение давления по мере удаления от центра происходит значительно медленнее, чем в циклонах; градиенты давления в антициклонах поэтому значительно меньше; по той же причине положение центра антициклона очень неопределенное. Во внутренней его части давление распределено довольно равномерно и лишь вблизи краев антициклона падение давления становится более значительным. Вследствие этого в центральной части антициклона по большей части имеет место затишье или же дуют слабые ветры переменного направления, причем сильно сказываются местные влияния. Ветры и в остальной части антициклона слабые, траектории воздушных масс мало искривляются, угол отклонения меньше, чем в циклонах.

Изобары по большей части имеют неправильную форму; лишь в случае резко очерченных антициклонов, изобары имеют овальную форму, причем отношение большой оси к малой составляет 1.8—1.9; большая ось чаще направлена на ENE. Антициклоны занимают обычно значительные пространства, нередко охватывая всю Европу и часть Азии. Большие и хорошо развитые антициклоны наблюдаются главным образом зимою. В центральной части антициклона давление достигает 780—790 мм. и даже более.

Следующая таблица позволяет нам судить о том, как изменяется скорость ветра и угол отклонения его от градиента по мере удаления от центра антициклона:

Скорость ветра и угол отклонения в антициклонах

	Атлант. океан и Европа (51°—56° с. ш.).						Сев. Америка (45° с. ш.).			
	785/790	780/785	775/780	770/775	765/770	760/765	777/782	772/777	767/772	762/767
Давление										
Скорость ветра в м./сек.	4.8	5.5	6.3	7.3	8.4	9.7	7.2	8.2	9.0	9.7
Угол отклонения	38°	39°	42°	46°	49°	53°	41°	43°	45°	46°

Приведенные числа показывают, что скорость ветра и угол отклонения возрастают по мере удаления от центра.

Наблюдения над европейскими антициклонами показывают, что скорость ветра и угол отклонения его от градиента в разных секторах антициклона неодинаковый:

Скорость ветра и угол отклонения в разных частях антициклона.

Сектор	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Скорость ветра	2.4	2.6	2.3	2.0	1.9	1.9	1.7	2.0
Угол отклонения	59°	67°	63°	60°	59°	45°	43°	46°

В западном секторе (заднем) при наименьшем угле отклонения скорость также наименьшая, в северо-восточном секторе (переднем) угол отклонения наибольший и скорость ветра здесь также наибольшая.

Средний угол отклонения зимою 54°, летом 60°. У берегов Бельгии он равен 63°, в Бреславле (вдали от океана) 42° и на вершине Шнее-копке 65°.

Что касается распределения тепла в разных частях антициклона, то, как показывает приведенная ниже таблица, температура в нижних слоях зависит в значительной мере от господствующих здесь ветров. Кроме того, большое влияние имеет небольшая сравнительно облачность, вследствие чего температура нижних слоев воздуха зимою оказывается пониженной, летом—повышенной.

Отклонения температуры от нормальной в антициклонах (Европа).

Секторы	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Центр
Направление ветра	SW	W	NW	N	NE	E	SE	S	—
Зима	3.0	2.4	0.1	-1.0	-3.1	-4.3	-2.4	-0.5	-1.4
Лето	-0.9	-1.0	-1.3	-0.2	-0.4	1.9	2.1	1.6	-0.2

В среднем температура антициклона зимою на 0.7° ниже нормы, а летом на 0.3° выше. Зимою повышенная температура имеет место в N и NE и E частях антициклона с их западными ветрами, летом—в S, SW, W и NW частями с их восточными ветрами; объясняется это тем, что более теплыми ветрами зимою оказываются западные ветры, дующие с океана, летом—восточные, дующие с более нагретого континента.

Поступательное движение антициклонов. Если следить за перемещением центра антициклона и отмечать положение его от одного дня к следующему на карте, то получим крайне неправильную кривую; вообще перемещение антициклонов не похоже на резко поступательное движение циклонов. В среднем они перемещаются в Европе на E17°S; зимою они отклоняются от этого направления на юг, летом—на север; зимою и весною они движутся на ESE, летом на ENE и осенью на E. Большая часть антициклонов в зимнее время возникает над континентами и перемещается в сторону наибольшего падения температуры.

Скорость перемещения антициклонов меньше, чем циклонов; следующая табличка дает нам скорость их перемещения в км./час в разные времена года.

Скорость перемещения антициклонов в км./час.

	Зима.	Весна.	Лето.	Осень.	Год.
Соединенные Штаты . . .	39.2	37.1	32.4	37.1	36.5
Европа	24.5	26.3	25.6	26.3	25.6

Таким образом в Европе антициклоны перемещаются медленнее всего зимою; напротив, в Америке зимою они перемещаются наиболее быстро. Вообще скорость перемещения антициклонов и циклонов в Америке значительно больше, чем в Европе; в Европе нередко антициклоны остаются долгое время на одном месте. Вследствие этого зимняя погода в Европе отличается большим постоянством, чем в Америке.

В то время, как для циклонов представляется возможным указать главнейшие траектории их движения, для антициклонов, в виду неопределенности их перемещения, приходится довольствоваться лишь самыми общими соображениями. Антициклоны приходят к нам, выделяясь из областей постоянных барометрических максимумов: Азорского, Гренландского и Карского. От Азорского максимума давления, находящегося на Атлантическом океане под широтою 20° — 35° , время от времени отделяются ядра высокого давления, перемещающиеся на восток через Испанию или Францию; на своем пути они захватывают юг СССР и вызывают здесь сухую, ясную погоду; Гренландский максимум, расположенный в Гренландии и прилегающих к ней частях Ледовитого океана, также выделяет из себя отдельные антициклоны; эти антициклоны через Скандинавский полуостров проникают в Европу и движутся здесь на юго-восток; иногда они проходят более западной траекторией через Англию, иногда же более восточной через Кольский полуостров. По пути они иногда углубляются, увеличиваются в размерах и дают начало обширным антициклонам. При своем движении они могут охватывать всю Европейскую часть СССР, принося сухую, ясную погоду, сопровождающуюся зимою сильными морозами. Наконец, антициклоны выделяются также из Карского максимума, расположенного вблизи Новой Земли; эти антициклоны движутся по преимуществу на юг и захватывают восточные окраины Европейской части СССР, главным образом, район Урала и Заволжья; иногда они несколько отклоняются от своего движения на юг, то в восточном, то в западном направлении. Как мы видели выше, в зимнее время года над материком Азии располагается стационарная область высокого давления, налагающая антициклонический характер погоды почти на всю Сибирь. Нередко Сибирский максимум распространяется на запад и охватывает не только восточные, но и центральные районы Европейской части СССР. Необходимо отметить, что иногда на нашем континенте могут появляться одновременно антициклоны из различных барометрических центров высокого давления; в результате может образоваться обширный стационарный максимум давления, сопровождающийся длительной сухой погодой.

Погода в антициклонах. Погода в антициклонах вообще, как летом, так и зимою, представляет собою полную противоположность погоде в циклонах: она характеризуется слабыми ветрами; линии токов здесь расходящиеся, вследствие чего внутри антициклонов должны иметь место нисходящие течения, сопровождающиеся ясной и сухой погодой; благодаря малой облачности, зимою наблюдается понижение темпера-

туры воздуха в нижних слоях, особенно при наличии снежного покрова; охлаждение это обусловлено усиленным лучеиспусканием почвы в ясную погоду; напротив, летом наблюдается в нижних слоях повышение температуры, происходящее благодаря беспрепятственному действию солнечной инсоляции. В низменных местах зимою обычно образуются туманы, которые ограничиваются только нижними слоями воздуха, охлажденными благодаря лучеиспусканию. На возвышенных же местах целыми неделями небо остается вполне ясным и наблюдается аномально высокая температура; причиной этого тепла является не инсоляция, так как тепло держится и ночью, но динамическое нагревание нисходящих масс воздуха.

В антициклонах, подобно туману, нередко наблюдаются слабые осадки. Что касается более значительных осадков, то вероятность их оказывается весьма малой; так, в среднем за год максимум вероятности имеет место в N секторе и составляет 20%, тогда как в W секторе вероятность уменьшается до 4%.

Распределение температуры зимою над Европою, когда над нею устанавливается на более или менее продолжительное время антициклон, может быть очень характерным. Так, если центр антициклона располагается над средней Европою, то здесь господствуют сильные холода; температура на север и юг от центра повышается, причем под широтами в 60° и в 40° — 45° температура может быть одинакова. Такое оригинальное распределение температуры наблюдается почти каждую зиму.

Если барометрический максимум располагается устойчиво над Европою, то на долгое время устанавливается очень сухая погода, сопровождающаяся высокой температурой летом. Засушливые периоды в западной Европе летом 1887 года и весной 1893 года, а также высокая температура сентября 1895 и 1898 гг. обусловлены такими стационарными антициклонами.

Распределение воздушных течений в циклонах и антициклонах на разных высотах. На основании многочисленных наблюдений над цик-

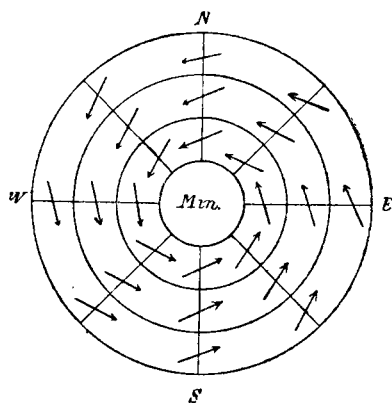


Рис. 144. Ветры в европейских циклонах внизу.

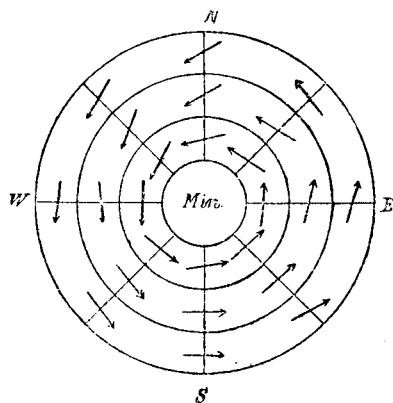


Рис. 145. Ветры на средней высоте.

лонами, проходящими через Швецию, Хильдебрандссон дает схему распределения воздушных течений в циклонах на разных высотах: в нижних слоях атмосферы (рис. 144), на уровне низких облаков (рис. 145) и наконец на уровне высоких, перистых облаков (рис. 146); изобары для простоты представлены в виде концентрических кругов. Вблизи

земной поверхности, как мы видели выше, имеет место движение воздуха к центру циклона и в то же время вращение против часовой стрелки (в южном полушарии по часовой стрелке). На уровне нижних облаков воздушные течения направлены почти по изобарам и лишь в тыловой части циклона замечается приток воздуха к центру; наконец, верхние течения, сохраняя вращение против часовой стрелки, направлены от центра циклона к его периферии, и только во внутренней части вихря в тыловой его части ветры на высоте перистых облаков направлены к центру. Таким образом внизу получается приток воздуха к центру, вверху на высоте перистых облаков отток воздуха от центра и на некоторой средней высоте имеет место переходное состояние, а именно, массы воздуха движутся по изобарам. Из рисунков видно также, что в то время, как в задней части циклона направление ветра внизу и вверху почти одинаковое, в передней части нижние и верхние ветры отличаются по своему направлению на 90° .

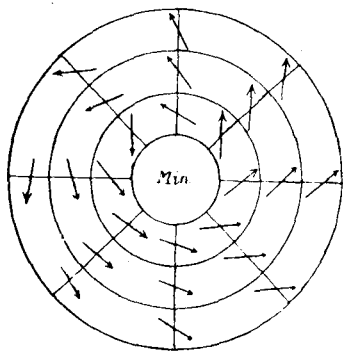


Рис. 146. Ветры на уровне перистых облаков.

Весьма важно отметить, что наблюдения Кляйтона над американскими циклонами под широтой 43° дают иную картину (рис. 147 и 148): внизу во всех частях циклона наблюдается сильный приток воздуха к центральной части, тогда как вверху на уровне перистых облаков получается обычное общее движение воздуха с запада на восток; от циклонической циркуляции здесь остаются лишь волнообразные искривления траекторий воздушных течений; в то же время на уровне кучевых облаков циклоническая система ветров видна еще вполне отчетливо. Таким образом американские циклоны, очевидно, не достигают

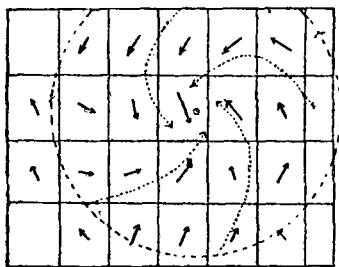


Рис. 147. Ветры американских циклонов внизу.

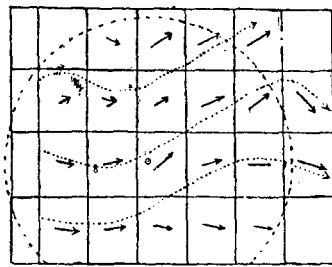


Рис. 148. Ветры на уровне перистых облаков.

уровня перистых облаков, тогда как рассмотренные выше циклоны северной Европы (под широтой 60°) простираются значительно выше, причем циклонический характер движения замечается и на уровне перистых облаков.

Нередко и в Европе высота циклонов не превосходит 4 км. Таким образом наблюдения показывают, что следует различать высокие и низкие циклоны, причем в Америке преобладают низкие циклоны, тогда как в Европе значительное число циклонов принадлежит к категории высоких.

Точно также и антициклоны обладают вообще неодинаковой мощностью. Наблюдения Хильдебрандссона над антициклонами северо-

западной Европы (Швеция) позволяют судить о распределении ветров на разных высотах: в нижних слоях (рис. 149) ветры направлены от центра и только в передней части дуют параллельно изобарам; на уровне перистых облаков (рис. 150) наблюдается приток воздуха к центру, особенно значительный в тыловой (западной) части; направление вращения ветров вверху и внизу одинаковое, т. е. по часовой стрелке. Что касается американских антициклонов, то здесь на уровне кучевых облаков наблюдается еще антициклоническая циркуляция, тогда как на уровне перистых облаков влияние антициклона сказывается лишь

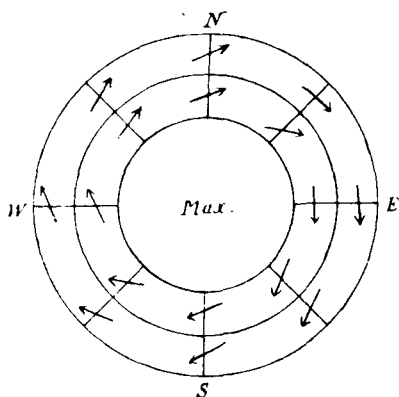


Рис. 149. Ветры европейских антициклонов внизу.

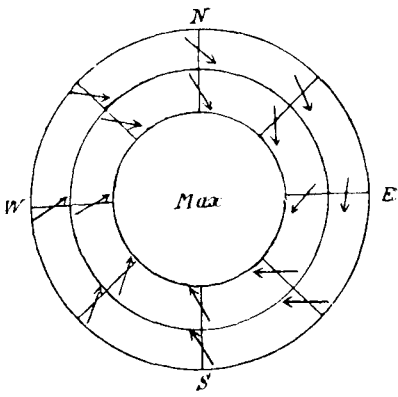


Рис. 150. Ветры на уровне перистых облаков.

в некотором возмущении верхних западных течений. Таким образом и в отношении антициклонов следует различать высокие и низкие антициклоны, причем первые преобладают в Европе, вторые — в Америке.

Ниже мы подробнее остановимся на характеристике высоких и низких циклонов и антициклонов. Теперь же рассмотрим, как изменяется скорость ветра с высотой. Как показывают наблюдения, скорость ветра вообще растет с высотой и при этом в барометрических минимумах быстрее, чем в барометрических максимумах. Так, напр., наблюдения в Линденберге (вблизи Берлина) дают следующие значения для отношения скорости верхнего ветра к нижнему на разных высотах:

Отношение скорости верхнего ветра к нижнему.

	Ветер внизу.	Отношение скорости ветров.			
		0.5	1.0	2.0	3.0 км.
Область низкого давления . . .	5.4 м/с.	1.9	2.0	2.1	2.4
„ высокого „ . . .	4.0 „	1.8	1.9	2.0	2.1

Таким образом скорость ветра в циклонах больше, чем в антициклонах; она растет с высотой и при том в циклонах несколько быстрее, чем в антициклонах.

Рассмотрим теперь, как распределяется скорость ветра в разных частях циклона и антициклона зимою и летом; в приведенных ниже

таблицах даны соответствующие скорости на основании наблюдений в Линденберге (вблизи Берлина).

Скорость ветра в м.сек. в разных частях циклона (Линденберг).

В ы с о т а.	Поверхность земли, 122 м.	500 м.	1000 м.	2000 м.	3000 м.	4000 м.
--------------	------------------------------	--------	---------	---------	---------	---------

Северный квадрант.

Зима	4.7	8.9	9.0	9.1	9.3	8.0
Лето	4.8	7.9	8.4	8.8	10.3	10.6
Год	4.8	8.4	8.7	8.9	9.8	9.3

Восточный квадрант.

Зима	4.5	10.5	10.0	10.6	12.1	14.6
Лето	4.1	8.2	8.6	9.0	9.5	11.9
Год	4.3	9.4	9.4	9.8	10.8	13.3

Южный квадрант.

Зима	6.2	14.8	15.1	15.8	18.3	20.3
Лето	5.4	9.6	10.7	12.2	14.1	17.2
Год	5.8	12.2	12.9	14.1	16.2	18.8

Западный квадрант.

Зима	6.7	13.5	13.4	14.8	17.3	—
Лето	5.7	9.5	9.9	10.2	11.4	12.6
Год	6.1	11.3	11.5	12.3	14.2	—

Скорость ветра в циклонах вообще велика, особенно в южном и западном квадрантах; зимою во всех квадрантах, кроме северного, она больше, чем летом.

Скорость ветра в м./сек. в разных частях антициклона (Линденберг).

В ы с о т а.	Поверхность земли, 122 м.	500 м.	1000 м.	2000 м.	3000 м.	4000 м.
--------------	------------------------------	--------	---------	---------	---------	---------

Северный квадрант.

Зима	4.2	9.7	9.5	10.2	11.6	14.4
Лето	4.0	7.0	7.7	8.6	10.0	11.5
Год	4.1	8.4	8.6	9.5	10.8	12.9

Восточный квадрант.

Зима	4.3	8.2	8.8	10.9	13.5	15.7
Лето	3.9	5.9	6.4	7.0	7.3	8.3
Год	4.1	7.0	7.6	8.9	10.4	11.9

Южный квадрант.

Зима	4.4	8.5	8.8	8.6	9.7	11.0
Лето	3.9	6.2	6.3	6.2	6.2	7.8
Год	4.2	7.3	7.5	7.4	7.9	9.4

Западный квадрант.

Зима	3.9	7.6	7.2	7.2	7.6	8.1
Лето	3.4	5.3	5.4	5.3	5.2	5.0
Год	3.7	6.5	6.4	6.3	6.5	6.6

В антициклонах на всех высотах и во всех квадрантах скорость ветра значительно меньше, чем в циклонах; зимою она всюду больше, чем летом. В западном квадранте с его W ветрами скорость на всех высотах наименьшая; в остальных частях скорость ветра почти одинаковая—в более высоких слоях она оказывается наибольшей для E и N квадрантов с их западными ветрами.

Направление ветра с высотой также изменяется, причем обычно, по мере поднятия, ветер поворачивает вправо; так, для Линденберга вращение ветра вправо в разных частях циклона выражается следующими числами:

Вращение ветра с высотой в циклонах (Линденберг).

К в а д р а н т ы.	S	W	N	E
122— 500 м.	18°	14°	10°	27°
500—3000 „	6	11	33	17
122—3000 „	24	25	43	44

Больше всего поворачивается вправо ветер в нижнем слое в восточном квадранте и меньше всего в северном; между 500 и 3000 м. он больше всего поворачивается в северном и меньше всего в южном. В общем, для всей толщи до 3000 м. ветер поворачивается в N и E квадрантах больше, чем в S и W.

Распределение температуры и влажности в циклонах и антициклонах на разных высотах. Обратимся теперь к распределению температуры и влажности воздуха в циклонах и антициклонах на разных высотах. Наблюдения на вершинах гор, обработанные Хильдебрандссоном и Ханном, а также наблюдения в свободной атмосфере, привели к весьма интересным результатам. Так, напр., Гемфрис, на основании международных воздушных поднятий за 1900—1912 г.г., в среднем получил следующее распределение тепла в циклонах и антициклонах:

Отклонение температуры от нормальной в циклонах и антициклонах западной Европы.

Высота в км.	0	1	2	4	6	8	10	12	14	16	18
--------------	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----

З и м а.

Циклон . . .	1.1°	-0.2°	-1.8°	-3.1°	-4.0°	-3.5°	0.1°	2.3°	1.8°	0.9°	-0.2°
Антициклон.	-1.0	0.0	1.4	2.6	3.2	2.8	-0.5	-3.5	-1.8	-1.2	—
Разность . .	2.1	-0.2	-3.2	-5.7	-7.2	-6.3	0.6	5.8	3.6	2.1	—

Л е т о.

Циклон . . .	-1.2°	-1.8°	-1.7°	-1.5°	-1.6°	-1.6°	0.3°	2.9°	4.5°	3.4°	3.2°
Антициклон.	0.8	0.6	0.8	1.1	1.2	1.0	-0.5	-4.2	-4.5	-3.8	-3.2
Разность . .	-2.0	-2.4	-2.5	-2.6	-2.8	-2.6	0.8	7.1	9.0	7.2	6.4

Нетрудно видеть, что зимою циклоны западной Европы у самой поверхности земли приблизительно на 2° теплее, нежели антициклоны; однако, благодаря более быстрому падению температуры с высотой в циклоне, уже на высоте 1 км. циклон немного холоднее антициклона; с высотой разности температур возрастают, и на высоте 6 км. циклон на

7.2° холоднее антициклона; далее вверх разности температур уменьшаются и на высоте 9 км. они меняют свой знак: циклоны становятся теплее антициклонов, причем на высоте 12 км. циклон уже почти на 6° теплее антициклона. Летом отклонения температуры от нормальной, как для циклонов, так и антициклонов, несколько иные; у поверхности земли, а также вверх до высоты 8 км. циклоны приблизительно на 2.5° холоднее антициклонов; на высоте 9—10 км. температура их одинакова; далее вверх циклон становится теплее антициклона, причем на высоте 14 км. разность температур достигает 9°.

Приведем таблицу, характеризующую распределение тепла в разных частях циклонов и антициклонов.

Отклонение температуры от нормальной в разных частях циклонов и антициклонов.

	Части циклона.					Части антициклона.				
	N	E	S	W	Центр	N	E	S	W	Центр

З е м л я — 9 к м . в ы с о т ы .

Зима	-4.1	4.7	-2.9	-5.0	—	4.0	1.8	0.3	2.5	4.7
Лето	—	-2.1	-5.0	-6.1	-9.3	2.3	-1.9	2.3	3.3	2.8
Год	-4.1	2.1	-4.5	-5.3	-9.3	3.5	0.2	1.3	2.8	3.7

9—16 к м . в ы с о т ы .

Зима	1.2	0.9	4.1	7.6	—	-1.4	-2.7	5.4	-2.3	-3.5
Лето	—	-0.1	5.1	8.3	2.0	-4.6	1.2	-2.7	-7.3	-2.0
Год	1.2	0.1	4.1	7.7	2.0	-2.6	-0.7	1.1	-5.1	-2.7

Из приведенной таблицы нетрудно видеть, что нижняя часть циклона (0—9 км.) в переднем секторе зимою и в среднем за год имеет температуру выше нормы; в остальных частях она холодна, особенно в центральной и задней частях. Выше 9 км. циклон имеет всюду температуру выше нормы, кроме передней части летом; особенно теплы задняя и отчасти южная части. Что касается распределения тепла в антициклоне, то для 0—9 км. высоты здесь все части, за исключением передней, летом имеют температуру выше нормы; особенно теплы центральная и северная части; выше 9 км. антициклон во всех частях, кроме южной зимою и восточной летом, оказывается относительно холодным, особенно в тыловой части.

То обстоятельство, что в более высоких слоях атмосферы циклоны становятся теплее антициклонов, объясняется тем, что высота стратосферы, в которой температура остается почти постоянной, лежит над циклонами ниже, чем над антициклонами; вследствие этого, начиная с 8—9 км., температура над циклоном уже почти не изменяется с высотой, тогда как над антициклоном она еще продолжает падать до высоты 10¹/₂—11 км.

Высота начала стратосферы и температура ее различны в разных частях циклона и антициклона; так, для средней Европы международные поднятия в обработке Гольда дают следующие числа для высоты начала стратосферы, а также для ее температуры.

Высота начала стратосферы и ее температура в циклонах и антициклонах.

Сектор.	Ц и к л о н ы.				Антициклоны.			
	Е	С	W	N°	Е	С	W	N
З и м а.								
Высота в км. .	9.9	8.8	7.6	8.7	10.7	10.4	10.9	16.1
Температура. .	-59°	-52°	-49°	-55°	-63°	-60°	-60°	-63°
Л е т о.								
Высота в км. .	10.0	(11.7)	11.0	11.2	11.5	11.4	13.7	13.6
Температура. .	-50°	(-61°)	-40°	-58°	-62°	-62°	-66°	-74°

Высота стратосферы над антициклонами вообще больше, чем над циклонами и температура стратосферы соответственно ниже; указанные разности между циклонами и антициклонами зимою вообще больше; высота стратосферы как над циклонами, так и антициклонами летом выше, чем зимою; температура стратосферы над антициклонами в среднем летом выше, чем зимою, над антициклонами—ниже. Обращаясь к отдельным частям циклона, мы видим, что зимою ниже всего расположена стратосфера и температура ее выше всего в задней части циклона, выше всего стратосфера расположена в передней части и температура ее здесь наименьшая; в антициклоне различия в отдельных частях выражены зимою не так резко. Летом напротив стратосфера расположена выше всего в западной и северной частях антициклона и температура в них (особенно в северной) наиболее низкая. В циклоне для летнего полугодия числа не вполне надежны, особенно для южной четверти, вследствие малого числа наблюдений.

Пепплер подверг обработке многочисленные змейковые поднятия в Линденберге; полученные им результаты показали, что в антициклонах падение температуры с высотой вообще медленнее, чем в циклонах. Так, напр., зимою в южной и западной четвертях циклона среднее падение температуры на 100 м. поднятия для высоты до 3¹/₂ км. составляет 0.51°, а в северной и восточной частях 0.43°; для зимних же антициклонов падение температуры с высотой в северной и западной четвертях составляет всего лишь 0.30° и в восточной и южной частях 0.39°. В среднем, для всего циклона зимою падение температуры в слое до 3¹/₂ км. высоты составляет 0.47° для 100 м., а для всего антициклона 0.34°. Температурные инверсии и изотермии в слое до 3¹/₂ км. высоты встречаются, как в циклонах, так и антициклонах, но в последних они значительно чаще.

Таким образом, если принимать в расчет слои воздуха до высоты 9 км., то оказывается, что летом и зимою тело антициклона сравнительно теплое и только передняя и южная сторона его, по причине господствующих здесь ветров полярного происхождения, оказывается холодной. На высотах, больших 9 км., напротив, он оказывается сравнительно холодным и только южный сектор — сравнительно теплым. Высокая температура тела антициклона до высоты 9 км. обусловлена динамическими причинами, а именно, нисходящими течениями; низкая температура нижних слоев, обусловленная излучением, ограничивается лишь слоем, прилежащим к поверхности земли. Граница между дина-

мическим нагреванием более высоких слоев и охлаждением самых нижних слоев вследствие излучения резко проявляется в виде температурной инверсии. Примером может служить распределение температуры для Брюсселя при антициклоне 20 декабря 1917 года:

	Почва.	120 м.	500 м.	650 м.	1000 м.	2000 м.
Температура. . .	— 6.4°	— 7.1°	+ 4.0°	+ 5.8°	+ 5.3°	— 1.5°
Отн. влажность.	98 $\frac{0}{10}$	98 $\frac{0}{10}$	50 $\frac{0}{10}$	52 $\frac{0}{10}$	52 $\frac{0}{10}$	58 $\frac{0}{10}$
Ветер	SW 2	SW 2	SE 2	NNW 2	NNW 2	WNW 10.

Над нижним холодным и влажным слоем воздуха мощностью в 120 м. начинается температурная инверсия, сопровождающаяся повышением температуры почти на 13° и падением относительной влажности почти на 50 $\frac{0}{10}$; еще на высоте 2000 м. температура почти на 5° выше, чем у поверхности почвы. Если проследить такую температурную инверсию и в других местах, то оказывается, что она имеет значительное горизонтальное протяжение, простираясь часто над всей областью повышенного давления и заходя даже в переходную область от антициклона к циклону. Но высота ее оказывается наибольшей в центре антициклона, отсюда она постепенно понижается во все стороны под очень малым углом. Поверхность раздела верхнего теплого и нижнего холодного воздуха представляет собою наклонную поверхность, идущую от центра к краям.

Аналогичные различия наблюдаются и в распределении влажности в циклонах и антициклонах, что видно из следующей таблицы, дающей значения относительной влажности:

Относительная влажность в циклонах и антициклонах.

Высота в км.	0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	Среднее 1—3 км.
--------------	---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	--------------------

З и м а.

Циклоны . . .	87 $\frac{0}{10}$	85 $\frac{0}{10}$	83 $\frac{0}{10}$	78 $\frac{0}{10}$	71 $\frac{0}{10}$	66 $\frac{0}{10}$	62 $\frac{0}{10}$	59 $\frac{0}{10}$	60 $\frac{0}{10}$	69 $\frac{0}{10}$
Антициклоны .	88 „	84 „	74 „	63 „	53 „	46 „	41 „	38 „	36 „	50 „
Разность . . .	—1 „	1 „	9 „	15 „	18 „	20 „	21 „	21 „	24 „	19 „

Л е т о.

Циклоны . . .	78 $\frac{0}{10}$	78 $\frac{0}{10}$	77 $\frac{0}{10}$	75 $\frac{0}{10}$	71 $\frac{0}{10}$	67 $\frac{0}{10}$	65 $\frac{0}{10}$	65 $\frac{0}{10}$	61 $\frac{0}{10}$	69 $\frac{0}{10}$
Антициклоны .	69 „	69 „	66 „	62 „	54 „	46 „	39 „	37 „	36 „	50 „
Разность . . .	9 „	9 „	11 „	13 „	17 „	21 „	26 „	28 „	25 „	19 „

Падение относительной влажности по мере поднятия происходит в антициклонах значительно быстрее, чем в циклонах. Антициклоны в высоких слоях очень сухи. Разности относительной влажности в циклонах и антициклонах с высотой возрастают и для 4 км. достигают 24 $\frac{0}{10}$ зимою и 25—28 $\frac{0}{10}$ летом. Различия во влажности летом и зимою в более высоких слоях вообще невелики. Таким образом, согласно европейским наблюдениям, тело циклона в нижней своей части холодное и влажное, тело же антициклона—теплое и сухое; в верхней части циклоны теплее антициклонов.

Зная распределение температуры в атмосфере и распределение давления внизу, мы можем построить изобары для любого уровня высоты. Такое построение изобар на разных уровнях было произведено для циклонов и антициклонов Экснером. Пусть у нас имеются два циклона и между ними один антициклон; для простоты допустим, что форма изобар у поверхности земли круговая. Что касается распределения температуры, то предположим, что тело циклона в нижних слоях холоднее антициклона, в верхних — теплее и что юго-восточная половина циклона и юго-западная половина антициклона теплее, чем другие их половины. Все эти допущения согласуются с наблюдениями над распределением температуры в европейских циклонах и антициклонах. Построенные таким образом изобары для высот в 5, 10 и 15 км. показывают, что центр циклона перемещается с высотой на запад (назад по отношению к поступательному движению циклона) и отчасти на север, центр антициклона также перемещается на запад и отчасти на юг; изобары сохраняют замкнутую форму даже на высоте 10 км.; только на 15 км. высоты циклоны и антициклоны почти исчезают и вместо них остаются изгибы изобар волнообразного характера. Таким образом европейские циклоны и антициклоны являются преимущественно высокими, достигающими 10 км. высоты и более.

Кроме рассмотренных только что циклонов и антициклонов, существуют также противоположные им по тепловым свойствам барические образования — теплые циклоны и холодные антициклоны, встречающиеся особенно часто в северной Америке. Чтобы судить об изменении с высотой формы их изобар, предположим, что восточная часть циклона теплее западной и западная часть антициклона теплее восточной и что температура падает вообще с юга на север. В таком случае, если допустить даже, что температура циклона и антициклона в среднем одинаковая, то уже на высоте 3—4 км. изобары теряют замкнутую форму, а на высоте перистых облаков остаются лишь одни изгибы в изобарах. Если допустить, кроме того, что циклоны теплее антициклонов, то циклоны и антициклоны исчезают еще на меньшей высоте. Таким образом, при указанном распределении температуры получаются низкие циклоны и антициклоны, встречающиеся особенно часто в северной Америке.

Ассиметрия в распределении температуры в разных частях циклонов выражена особенно резко в низких циклонах. Ось циклона, т. е. линия, соединяющая минимальные давления на различных высотах, в низких циклонах очень сильно наклонена к западу; чем больше ассиметрия в распределении температуры в циклоне и чем вследствие этого больше наклон оси к горизонту, тем быстрее перемещаются циклоны. Разности температур между различными частями циклонов особенно велики в американских циклонах; здесь описанное только что явление выступает особенно отчетливо; изучая американские циклоны, Люмис нашел, что в некоторых случаях центр циклона на уровне горы Вашингтон (1914 м.) оказывался на 320 м. позади, по сравнению с положением центра циклона внизу (у уровня моря). Таким образом, в рассмотренных нами американских циклонах имеет место резкая ассиметрия в распределении температуры, сильный наклон оси и сравнительно быстрое перемещение; все это — признаки низкого циклона. Существует предположение, что высокие циклоны и антициклоны возникают из низких и представляют собою более позднюю стадию их развития.

Происхождение теплых циклонов и холодных антициклонов может быть сведено к термическим причинам; в самом деле, теплый столб

воздуха легче, и ему должно соответствовать более низкое давление; таким образом более теплой должна быть область пониженного давления и холодной—область повышенного давления; выше мы уже видели, что область положительной термической аномалии дает обычно циркуляцию циклонического характера, тогда как область отрицательной термической аномалии дает антициклоническую циркуляцию. Вследствие указанных причин, теплые циклоны и холодные антициклоны считали раньше термическими областями давления; происхождение же холодных циклонов и теплых антициклонов приписывали динамическим причинам. В настоящее время, в результате исследований шарами-зондами, нам известно, что, начиная с высоты 9 км., и эти последние циклоны ока-

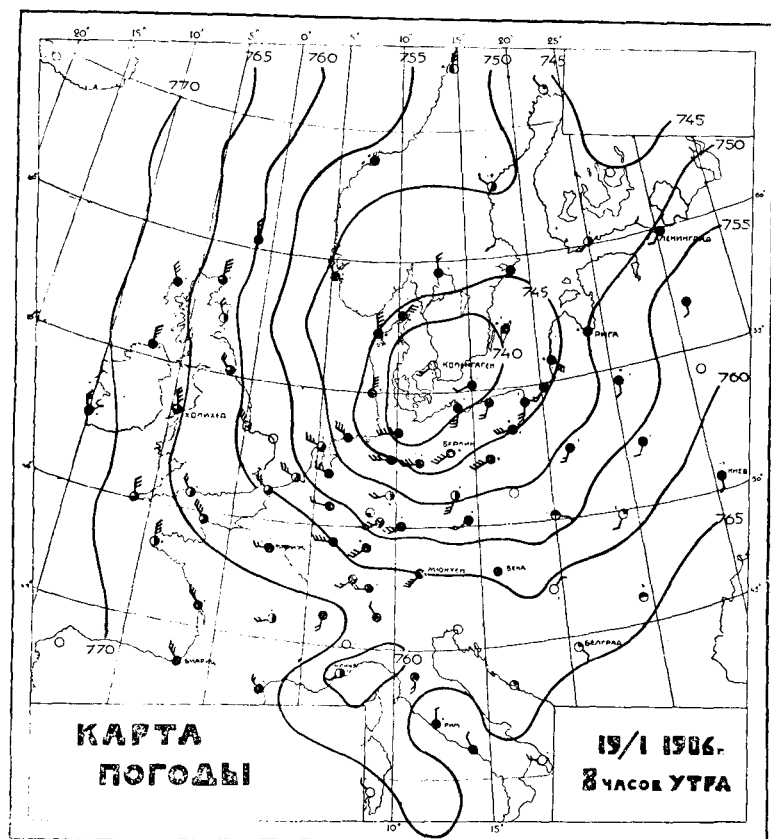


Рис. 151. Карта погоды 19 января 1906 года.

зываются аномально теплыми, а антициклоны аномально холодными. Таким образом, распределение температуры в более высоких слоях этих циклонов и антициклонов компенсирует обратное распределение температуры в их нижних слоях. Низкое давление, наблюдаемое в центре циклона у поверхности земли, обусловлено распределением тепла не в нижних, а в средних и верхних частях его; по мере поднятия низкое давление в центре должно проявляться все резче и резче. Таким образом возможно, что и высокие циклоны и антициклоны, хотя бы частично, обусловлены термическими причинами, действующими в высоких слоях атмосферы.

Схемы циклонов и антициклонов по Бьеркнесу. Вопросу о причинах происхождения циклонов и антициклонов посвящен целый ряд работ; однако, лишь в последние годы, благодаря исследованиям Бьеркнеса

и Экснера, в этой области достигнуты значительные успехи. При своих исследованиях Бьеркнес обращает главное внимание на характер линий токов в циклонах и антициклонах.

Рассмотрим раньше всего, какими линиями токов характеризуется хорошо развитый циклон. Рис. 151 дает нам изображение циклона 19 января 1906 года помощью изобар. Если мы, на основании этой карты, проведем линии токов, то получим распределение воздушных течений в нашем циклоне, данное на рисунке 152. Эта карта линий токов показывает, что в нормально развитом циклоне имеются две главные линии сходящихся токов. Одна из них представляет собою линию

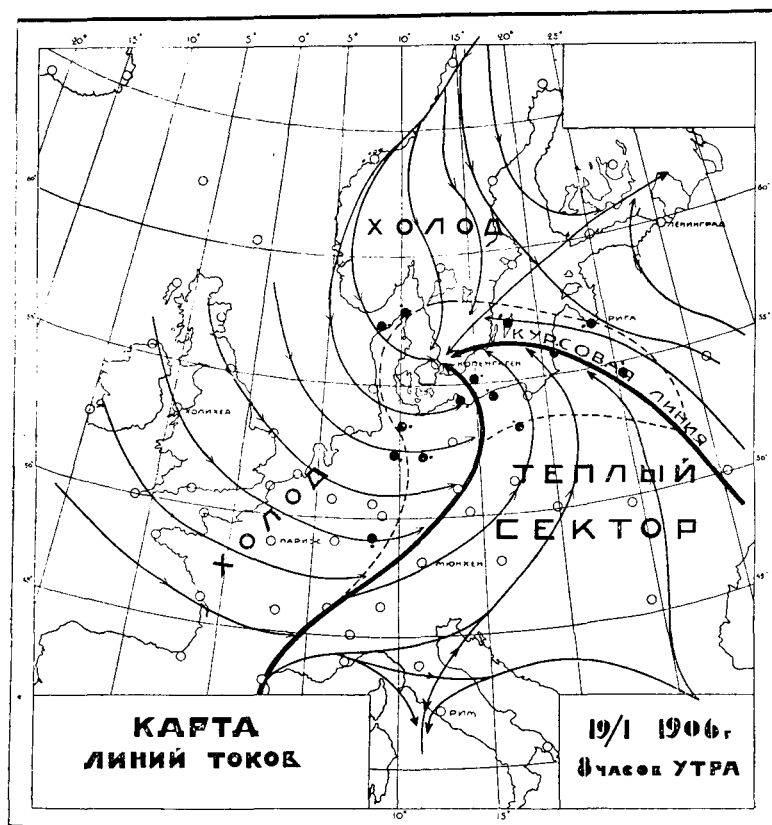


Рис. 152. Линии токов в циклоне 19 января 1906 года.

схождения южных и восточных ветров; она идет через южную часть СССР, Польшу, Литву, Балтийское море к центру циклона (вблизи Копенгагена), в котором лежит также точка схождения токов. Другая линия сходящихся токов, вдоль которой сходятся юго-западные, западные и северо-западные ветры, направляется через Альпы и Германию в центр циклона, как и первая линия сходящихся токов. Бьеркнес показал, что комбинация таких двух линий сходящихся токов представляет характерную особенность каждого циклона (рис. 153). Обе эти линии (средняя часть рисунка) располагаются всегда в правой половине движущегося циклона; одна из них, в которой сходятся ветры SW—NW направления, достигает центра циклона в направлении, почти перпендикулярном пути циклона, тогда как другая линия, в которой сходятся восточные ветры, по мере приближения к центру циклона, принимает направление, все более и более приближающееся к направлению пере-

мещения циклона; касательная, проведенная к этой линии в самом центре, расположена в передней части циклона, она совпадает с направлением

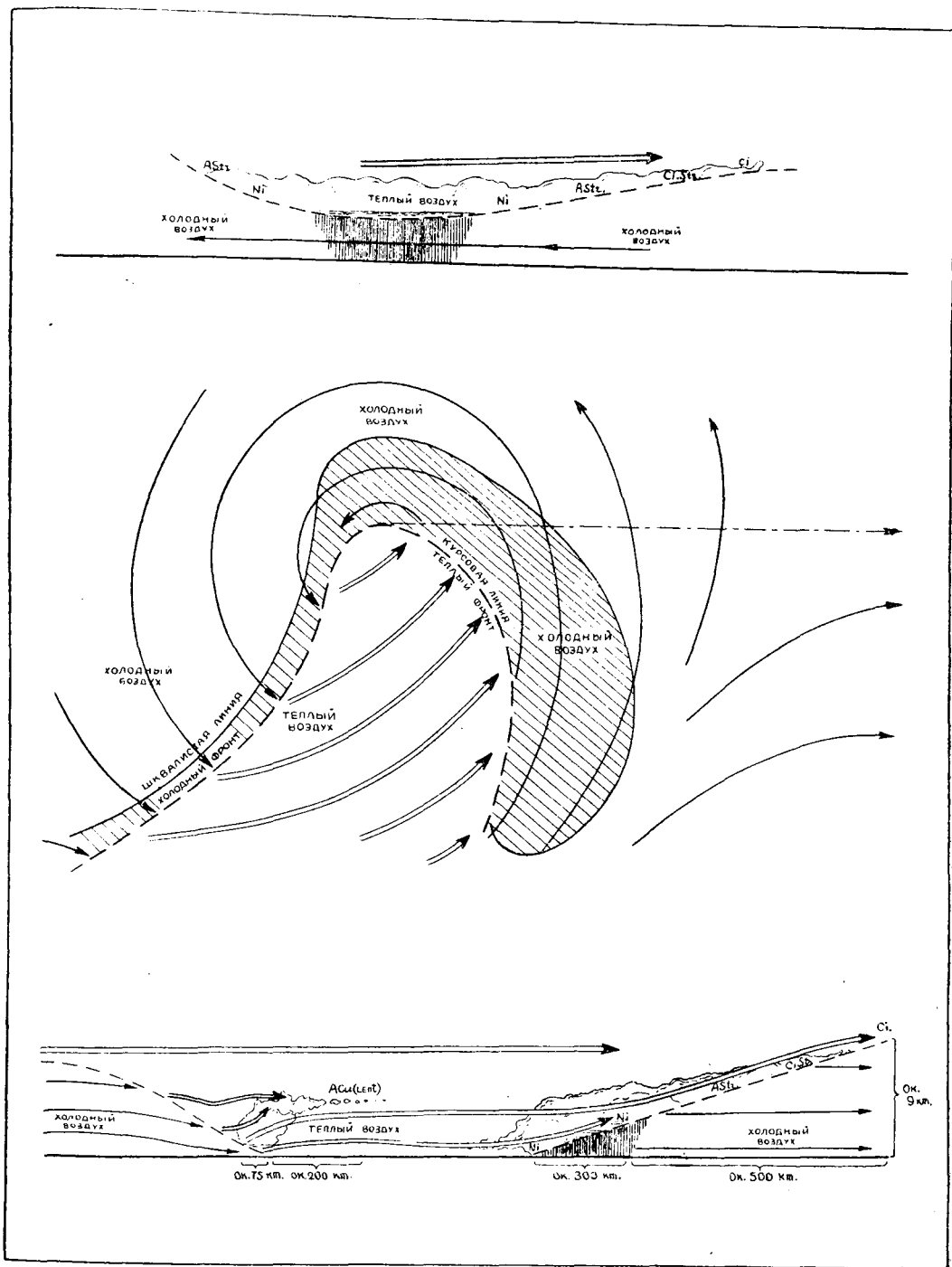


Рис. 153. Схема циклона по Бьеркнесу.

влением перемещения циклона в данный момент и, следовательно, дает нам направление или «курс» перемещения циклона; Бьеркнес назвал ее

по этой причине курсовой линией. Вторая линия, находящаяся в задней части циклона, была уже известна ранее и называется линией шквалов. Бьеркнес показал, что источником всех характерных явлений, происходящих в циклоне, являются именно указанные две линии. Прохождение той или другой из них через место наблюдения связано со значительными изменениями всех метеорологических явлений, причем передние и задние стороны этих линий дают резкий контраст, как в отношении температуры, так и осадков и прочих метеорологических элементов.

Если взглянуть на распределение тепла в циклоне, то нетрудно видеть, что в циклоне имеется теплая область или теплый сектор, ограниченный с севера курсовой линией и с запада линией шквалов; по обоим сторонам этих линий уже на небольшом расстоянии наблюдаются значительные разности температур; так, в нашем примере мы имеем для Данцига на южной стороне курсовой линии $+5.1^{\circ}$, а для Мемеля на северной стороне той же линии $+1.0^{\circ}$; равным образом на теплой стороне линии шквалов Берлин дает $+6.3^{\circ}$, на задней стороне Гамбург $+2.6^{\circ}$. Вдоль курсовой линии теплый воздух проникает к расположенному на севере холодному воздуху, тогда как вдоль линии шквалов холодный воздух проникает в теплый сектор. Таким образом, теплый сектор циклона ограничен, с одной стороны, теплой волной, продвигающейся вперед вдоль курсовой линии и приносящей южные ветры, с другой стороны, он ограничен волной холода, продвигающейся вдоль линии шквалов и приносящей северные ветры.

Обе указанные линии представляют собою линии пересечения поверхности раздела холодных и теплых масс воздуха с поверхностью земли. Вдоль передней, т. е. восточной поверхности раздела продвигается вперед теплый воздух, и потому эта поверхность может быть названа теплым фронтом, а курсовая линия — линией теплового фронта; наоборот, на западной поверхности раздела холодный воздух вытесняет теплый; она может быть названа холодным фронтом циклона, а линия шквалов — линией холодного фронта. Граничная поверхность теплового фронта простирается примерно до границ стратосферы; доказательством этого могут служить появляющиеся здесь на высоте 8—10 км. перистые облака, а также аэрологические наблюдения; вследствие своего малого наклона, она проэктируется на земную поверхность широкою полосой, достигающей 400—500 км. в ширину. Что касается поверхности холодного фронта, то она, повидимому, не простирается так высоко и образует с горизонтом значительно больший угол.

Благодаря тому, что холодный воздух стремится распространиться вниз, а теплый воздух поднимается вверх, общий центр тяжести воздушных масс понижается; при этом освобождается часть потенциальной энергии, которая переходит в кинетическую энергию, питающую циклон. Выделяющееся тепло вследствие конденсации водяных паров может увеличивать кинетическую энергию циклона.

Распределение осадков также связано с теми же линиями сходящихся токов. Ранее обычно предполагали, что осадки выпадают в центральной части циклона. Распределение токов в циклоне позволяет дать более точную картину распределения осадков в циклоне. Области осадков на рисунке 153 заштрихованы; мы видим, что они действительно располагаются вокруг центра циклона; однако, осадки концентрируются вдоль линий сходящихся токов, причем можно различать дождь по курсовой линии и по шкваловой. Первый из них охватывает не только область позади курсовой линии, но наблюдается также в виде

широкой полосы впереди нее; второй выпадает, главным образом, с задней стороны линии шквалов. Следовательно, область осадков также тесно связана с линиями сходящихся токов и с указанными выше поверхностями раздела; главные очаги осадков располагаются вдоль этих линий, причем оба очага соединяются между собою в центре циклона. Осадки вдоль курсовой линии выпадают при южных и юго-восточных ветрах, осадки вдоль линии шквалов сопровождаются западными и северо-западными ветрами. Осадки вдоль курсовой линии выпадают в виде длительных спокойных осадков, тогда как вдоль шквальной выпадают в виде кратковременных, но сильных дождей, сопровождающихся нередко грозами.

Причины образования осадков вдоль линий сходящихся токов следующие: по обе их стороны воздушные массы имеют различную температуру; на севере от курсовой линии расположены холодные массы воздуха, на которые поднимаетсядвигающийся вперед теплый воздух; в результате поднятия теплый и влажный воздух охлаждается и дает начало осадкам. Поднятие теплых масс происходит под очень малым углом к горизонту, вследствие чего выпадают длительные и спокойные осадки. Что касается линии шквалов, то вдоль нее проникают в теплый сектор холодные полярные массы; они образуют воздушный клин, имеющий нередко довольно значительный угол; этот клин холодного воздуха перемещается и гонит вперед теплые массы воздуха и отчасти вытесняет их; и здесь осадки происходят благодаря поднятию более теплых масс воздуха. В то время, как вдоль курсовой линии поднятие теплого воздуха происходит постепенно, вдоль шквального фронта холодный воздух, вытесняя теплый, прорывается снизу сравнительно бурным движением; теплые массы поднимаются внезапно с большой силой и дают в короткое время интенсивные процессы конденсации, вызывающие кратковременные, но сильные шквальные осадки.

Верхняя часть рис. 153 дает вертикальное сечение циклона в его северной части, нижняя—вертикальное сечение в южной части циклона. В северной части в нижних слоях на всем протяжении циркулируют холодные течения; теплый воздух здесь не доходит до земной поверхности, а остается на высоте 1—2 км.; при прохождении циклона северной частью появляются облака слоистой формы, опускающиеся все ниже и ниже; вблизи центральной части циклона начинается слабый дождь; он постепенно усиливается; в задней части циклона он довольно быстро прекращается; облака переходят в высоко-слоистые и высоко-кучевые; местами появляются просветы голубого неба. В южной части нашего схематизированного циклона (нижний рисунок) характер погоды впереди теплого сектора приблизительно такой же, как и в северной части; далеко впереди появляются перистые, затем перисто-слоистые облака; облака, постепенно уплотняясь, переходят в высоко-слоистые и затем в дождевые; начинает идти все усиливающийся дождь, причем дождевые облака опускаются все ниже и ниже; в передней части теплого сектора погода изменяется: южный ветер сменяется юго-западным, устанавливается довольно ясная, теплая и сухая погода; конечно, при этом не исключена возможность местных дождей, вследствие неровности земной поверхности, могущих вызвать восходящее движение теплых воздушных масс, обладающих достаточным запасом водяных паров. У задней стороны теплой части циклона образуются сначала тонкие высоко-кучевые облака, переходящие затем в более мощные облака и затем в кучево-дождевые облака, дающие сильные дожди при западных и северо-западных ветрах.

Ханн обнаружил, что при южных ветрах осадки выпадают чаще в утренние часы; затем, по мере поднятия солнца над горизонтом, небо проясняется и остается ясным до вечера; при северо-восточных ветрах небо оказывается ясным в утренние и вечерние часы, днем же при более высоком положении солнца появляется переменная облачность, сопровождающаяся кратковременными осадками; отсюда мы можем заключить, что курсовые осадки выпадают преимущественно в утренние часы, тогда как шкваловые преобладают в более теплые дневные часы. То обстоятельство, что курсовые дожди выпадают главным образом в ранние утренние часы, объясняется, повидимому, суточными колебаниями температуры: покоящиеся впереди курсовой линии холодные воздушные массы усиливаются в течение ночи, благодаря общему ночному охлаждению, и поверхность раздела холодных

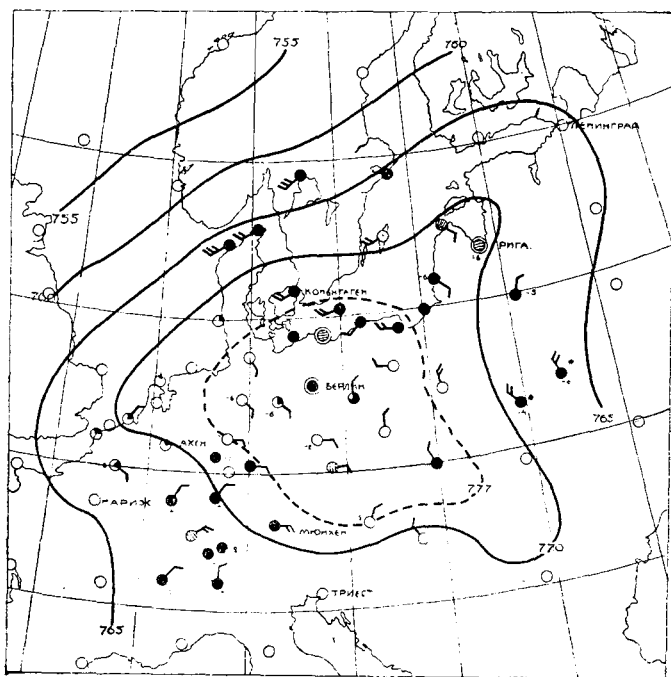


Рис. 154. Карта погоды 19 декабря 1917 года.

и теплых масс, по которой происходит поднятие теплого воздуха, оказывается к утру особенно хорошо развитой; днем же она легко разрушается, вследствие общего дневного нагревания; поэтому условия образования курсовых осадков в утренние часы особенно благоприятны. Наибольшая повторяемость шкваловых дождей в более теплые часы дня объясняется тем, что теплые массы, расположенные перед линией шквалов, получают в это время дня, благодаря усиленному нагреванию, стремление подниматься вверх и создают таким образом условия, благоприятные для продвижения вперед холодных масс со всеми сопровождающими их следствиями.

Изложенная схема циклонов приводит к двойной области осадков. Систематических исследований относительно формы областей осадков при циклонах пока не имеется; раньше обычно принимали, что область осадков представляет собою сплошную область вокруг центра циклона; местные дожди, вследствие неровностей земной поверхности, могут

в свою очередь вносить значительные изменения в очертания области осадков.

Рассмотрим теперь, как распределяются линии токов в антициклоне. Воспользуемся для этого антициклоном 19 декабря 1917 года (рис. 154); если, следуя теории Бьеркнеса, изобразить на карте линии токов, то в общем получится простая картина (рис. 155): приблизительно в центре находится точка расходящихся воздушных токов; из самого центра, в котором господствует затишье, токи расходятся во все стороны по спиралям, в виде изогнутых в направлении часовой стрелки кривых; ветры в антициклоне очень слабые. Если в антициклонах изобары образуют вытянутые овалы, то можно обнаружить в них линию расходящихся токов, проходящую через центр антициклона и представляющую своего рода «воздухораздел»; по одну сторону этой линии текут северные, по другую — южные воздушные течения. Вообще картина распределения токов в антициклоне значительно проще, чем в циклонах. На основании теоретических соображений можно, по степени расхождения линий токов, вычислить скорость нисходящего вертикального течения в антициклоне; величина эта порядка нескольких см. в секунду.

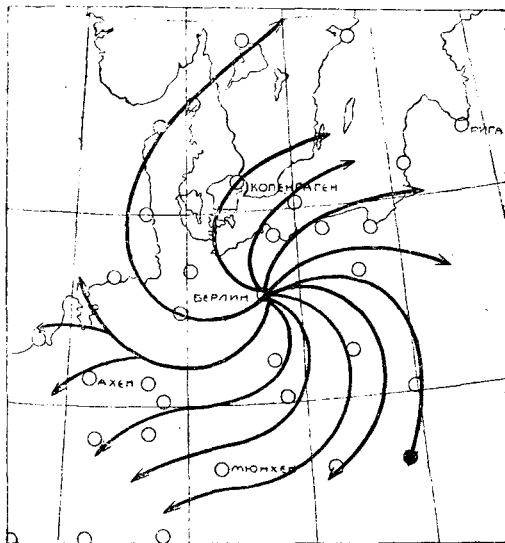


Рис. 155. Линии токов антициклона 19 декабря 1917 года.

Благодаря нисходящим токам, погода в антициклоне ясная и сухая. В самом деле, нисходящие течения связаны с динамическим нагреванием, сопровождающимся уменьшением относительной влажности и разрушением облаков. В теплое время года антициклоны отличаются хорошей погодой; зимою же они нередко сопровождаются обширными туманными образованиями, особенно на окраинах. Так, напр., в антициклоне 19 декабря 1917 года эти туманы особенно заметны на краях его в северной и юго-западной частях. Образование этих туманов объясняется особенностями распределения температуры в зимнем антициклоне.

Происхождение циклонов и антициклонов по Бьеркнесу. Мы рассмотрели схему циклонов и антициклонов. Каковы же причины их происхождения? Ответ на этот вопрос дают исследования Бьеркнеса. В основу его теории положено известное уже нам явление: на границе двух жидких или газообразных средин, имеющих неодинаковую плотность и движущихся с различными скоростями, образуются волны. Мы уже имели случай говорить об образовании таких волн в атмосфере при рассмотрении волнистых облаков. Такая же волнистая поверхность получается вдоль пограничной поверхности между полярными и экваториальными воздушными массами; поверхность эта называется полярной; под широту около 60° она пересекается с земной поверхностью по линии, которую Бьеркнес назвал полярным фронтом. Полярная поверхность не остается неподвижной; в зави-

симости от накопления холодных масс вблизи полюса, она то продвигается к югу, то отодвигается к северу; вместе с тем, по крайней мере, нижняя часть полярной поверхности испытывает волнообразные колебания, перемещающиеся с запада на восток.

Волнообразное движение двух воздушных масс различной плотности и скорости является следствием круговых движений отдельных частичек воздуха. Радиус этих круговых путей имеет наибольшую величину у пограничной поверхности; по мере удаления от нее он уменьшается. На рис. 156 эти круговые пути отдельных частичек воз-

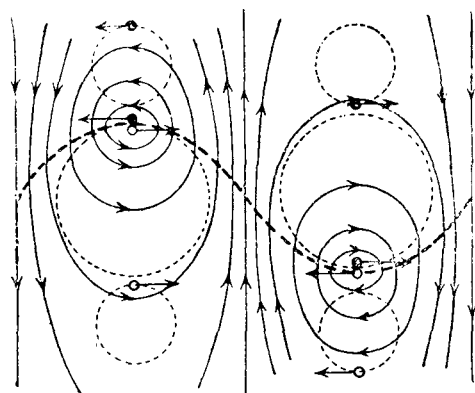


Рис. 156. Волнообразные колебания полярного фронта.

духа изображены пунктиром. Если распространение волн происходит с запада на восток (слева направо), то круговые движения частичек теплых воздушных масс (на рисунке нижних масс) происходят в направлении движения часовой стрелки, а холодных—против часовой стрелки (первое направление обозначено на рисунке стрелками с светлыми кружками, второе — стрелками с черными кружками). Если провести касательные в направлении движения для расположенных последовательно друг за другом воздушных частичек, то в результате получатся линии токов для данного мо-

мента; эти линии изображены на рисунке сплошными линиями. Нетрудно видеть, что на гребне волны линии токов обнаруживают вихревое движение в направлении против часовой стрелки или циклоническое движение, тогда как в долине волны они обнаруживают вихревое движение антициклонического характера.

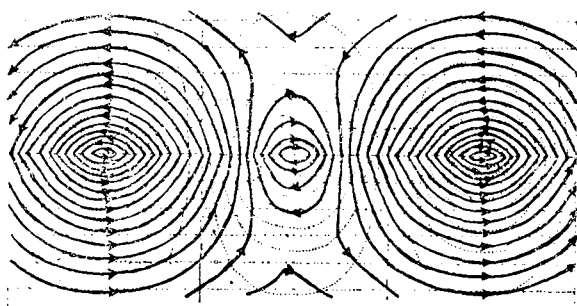


Рис. 157. Образование циклонов и антициклонов по Бьеркнесу.

Таким образом в изгибах полярного фронта образуются циклоны и антициклоны; циклоны образуются в тех местах, где теплые воздушные массы проникают к северу, тогда как антициклоны образуются в изгибах полярного фронта к югу. Так как полярные массы должны перемещаться на запад, а экваториальные на восток, то рассмотренные только что

собственно волнообразные движения мы должны сложить с этими переносными движениями. В результате сложения этих движений получается схема линий токов, данных на рисунке 157 в виде сплошных линий; здесь вырисовываются два циклона эллиптической формы, разделенные областью повышенного давления. Если переносное движение происходит с достаточной скоростью, то между циклонами получается еще более резко выраженный антициклон.

Таким образом циклоны и антициклоны представляют собою как бы волны с вихревыми образованиями на полярном фронте. Рис. 158

дает нам схему таких волн; заштрихованные области представляют собою области осадков, простые стрелки обозначают холодные течения, двойные стрелки—теплые; пунктирная кривая дает нам изображение полярного фронта. Всего на рисунке дано четыре волны, соответствующие четырем циклонам, находящимся в различных стадиях развития. В первой, начальной стадии (I) замечается малая первичная волна; вследствие того, что холодные массы направляются на юг, тогда как теплые массы загибают на север, образуется здесь теплый сектор; в следующей стадии (II) воздушные течения направляются навстречу друг другу, полярный фронт дает значительный изгиб, в правой части теплые течения поднимаются над холодными и дают заметные осадки (курсовые дожди). В третьей стадии (III) циклон уже вполне развит; эта стадия развития соответствует рисунку 153; теплый сектор, по мере развития циклона, делается более узким, фронт шквалов удлиняется и дает заметные шквалистые осадки. Наконец, холодный воздух, притекающий из северной части циклона, силою развившейся

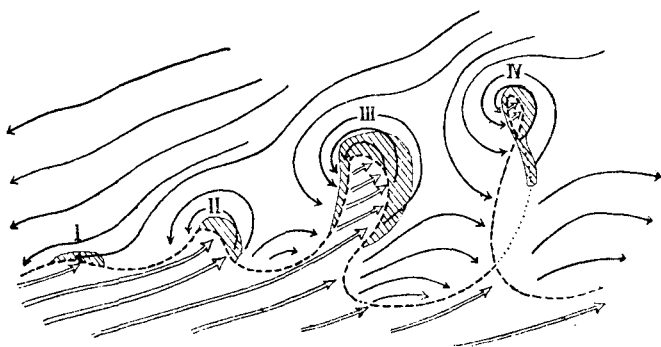


Рис. 158. Различные стадии развития циклона.

циркуляции перерезает теплый сектор и циклон вступает в стадию умирания (IV). Кинетическая энергия, которая постепенно возростала вследствие непрерывного притока холодных масс с севера и теплых с юга, начинает уменьшаться, так как теплый сектор совершенно отделяется от южной, питающей его области. Теплая область в центре циклона окружена теперь со всех сторон обтекающими его холодными массами; она постепенно суживается, поднимается вверх и отделяется от поверхности земли. Такое замыкание холодных воздушных масс и отделение теплой области от поверхности земли Бьеркнес называет окклюзией циклона. Она приводит к смерти циклона. После поднятия теплого воздуха и равномерного распределения со всех сторон холодных масс у поверхности земли, уже нет больше источников кинетической энергии. В самом деле, источником энергии служили разности плотностей экваториальных и полярных воздушных масс, расположенных друг подле друга. Распространение холодного воздуха вдоль почвы и одновременное поднятие теплого воздуха сопровождалось понижением центра тяжести всей массы воздуха, а, следовательно, уменьшением потенциальной энергии; за счет этого уменьшения и развивалась кинетическая энергия. В дальнейшем, когда холодный воздух заполнил все пространство у поверхности земли и вся потенциальная энергия перешла в кинетическую, кинетическая энергия постепенно убывает, расходуясь на трение. Таким образом асимметрия в распределении температур является характерным признаком жизнеспособного,двигающегося вперед циклона. Как только циклон принимает

симметричную структуру, он становится неподвижным, все более и более ослабляется и наконец отмирает.

Замкнутые вследствие окклюзии циклоны заслуживают большого внимания, так как значительное число циклонов достигает берегов Европы в этой стадии.

Окклюзия циклона происходит обычно вследствие того, что скорость холодных масс воздуха в задней части циклона больше, чем в теплом секторе; иногда она может быть вызвана также и местными орографическими условиями земной поверхности. Если перпендикулярно к направлению перемещения циклона встречается горная цепь, то теплые массы воздуха задерживаются ею; в то же время следующие позади них холодные массы продолжают двигаться с прежней скоростью; таким образом они постепенно замыкают теплый сектор и приводят циклон к окклюзии. Нередко циклон имеет значительные размеры по сравнению с горной цепью; в таком случае часть теплых масс воздуха может миновать горную цепь и продолжать свой путь вперед, образуя совместно со следующими за ними холодными массами воздуха остаточный циклон, обладающий еще достаточной жизнеспособностью. Такие остаточные циклоны наблюдаются иногда на юге от Скандинавского полуострова.

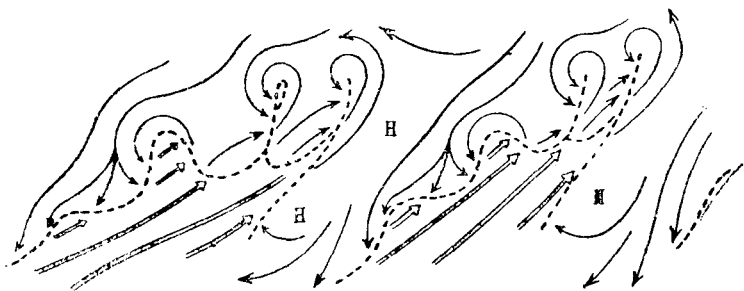


Рис. 159. Семейства циклонов.

Семейства циклонов. Циклоны более высоких широт почти никогда не появляются изолированно, но обычно вслед за появлением одного циклона на небольших сравнительно расстояниях следуют несколько дальнейших циклонов. Бьеркнес и Сольберг обнаружили в этом, казалось бы, беспорядочном появлении одного циклона за другим известную закономерность. Выше мы дали картину развития циклона, заканчивающуюся окклюзией и смертью циклона. Однако, окклюзия не представляет собою конца циклонической деятельности; напротив того, часто окклюзия является началом зарождения нового, молодого циклона. В полярном фронте в том месте, где раньше находилось основание теплого сектора, остается деформация (рис. 158), которая может привести к новому тепловому сектору и к новому жизнеспособному циклону; у экваториальной границы замкнутого на самого себя циклона образуется новая стационарная граница раздела холодных и теплых масс воздуха, на которой таким же образом, как и раньше, может начать развиваться новая волна, являющаяся начальной стадией циклона. Этот вторичный циклон, подобно первичному, так сказать, материнскому циклону, проходит через все стадии развития и наконец, после окклюзии, отмирает. Снова на полярном фронте южнее этого вторичного циклона развивается третичный циклон. Таким образом, каждый раз после замыкания циклона на самого себя, южнее его из остающейся деформации полярного фронта развивается новый циклон. Такой про-

цесс может продолжаться до тех пор, пока полярный фронт, продвигаясь с каждым вновь образующимся циклоном все более и более на юг, не достигнет наконец границы пассатов; здесь область стационарного субтропического максимума давления кладет предел дальнейшему продвижению полярного фронта. От полярной области до области пассатов развивается таким образом вдоль одного и того же полярного фронта серия циклонов, обычно четырех; серия циклонов образует, так сказать, семейство циклонов. Материнский циклон этого семейства лежит далеко на севере на границе полярной области, самый молодой лежит на юге на границе пассатной области. Рис. 159 дает нам, по Бьеркнесу, схему двух последовательных семейств циклонов. В промежутке между каждыми двумя семействами циклонов полярный фронт достигает области пассатов.

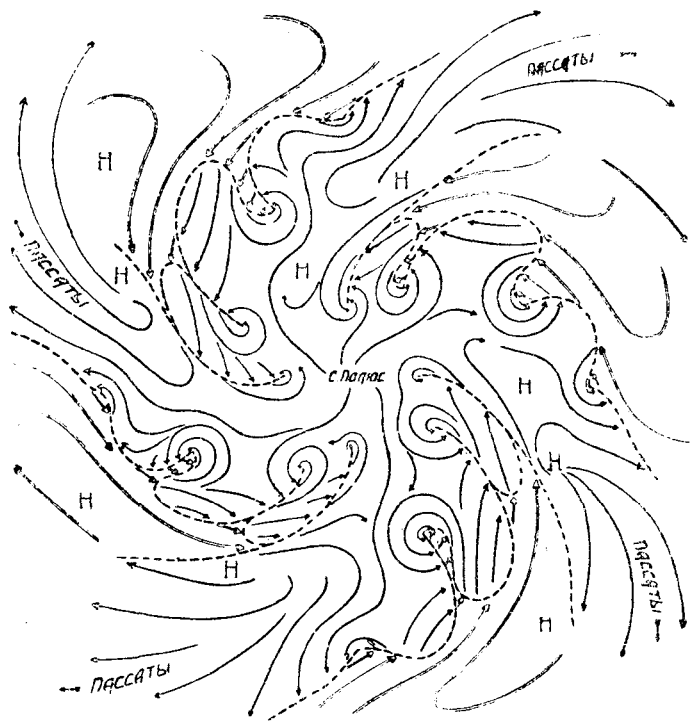


Рис. 160. Схема внетропической циркуляции.

Семейства циклонов следуют одно за другим обычно периодически; в 1921 году в Норвегии было установлено около 66 более или менее развитых семейств, так что промежуток времени от появления одного семейства до следующего составляет в среднем около 5,5 дня; в то же время средняя продолжительность жизни отдельного циклона около 7 дней.

Принимая во внимание современные воззрения Бьеркнеса и его учеников, мы можем наглядно изобразить внетропическую циркуляцию атмосферы в виде ряда семейств циклонов, разделенных областями повышенного давления. Рис. 160 дает нам схему этой циркуляции по Бьеркнесу и Сольбергу: на поверхности северного полушария имеют место четыре семейства циклонов; вся эта система перемещается вокруг полюса с постоянной скоростью; таким образом для каждого пункта получается правильный периодический ход метеорологических элемен-

тов. Особенно резко проявляется эта периодичность в отношении осадков, причем высшие широты получают осадки от первых членов семейств циклонов, более южные широты от последних членов, тогда как средние широты могут получать осадки от всех членов семейства; однако и здесь осадки каждого семейства отделяются друг от друга более или менее длительными промежутками времени. Указанная выше периодичность в 5.5 дня хорошо согласуется с системой четырех семейств циклонов, находящихся друг от друга на расстоянии 90° по долготе. Обычно на синоптических картах можно наблюдать по четыре системы областей высоких и низких давлений; эти системы не всегда отстоят друг от друга на 90° , что объясняется неравномерным распределением суши и океанов. Но во всяком случае приведенный рисунок дает общую схему циркуляции, в первом приближении достаточно близкую к действительности.

Образование циклонов по Экснеру. Если на пути движущейся воды встречается какое-нибудь препятствие, то движущиеся массы огибают его и создают позади вихрь; такие вихри можно наблюдать на реке, у обоих берегов ее, позади устоев мостов. Точно также вихри могут образоваться и в атмосфере, когда воздушные течения, движущиеся, напр., над морем, встречают на своем пути препятствия, в виде поднимающихся вверх берегов. Этим можно объяснить часто наблюдающийся на востоке от южной оконечности Гренландии атмосферный вихрь, известный под названием исландского минимума. Западные ветры, огибая южную оконечность Гренландии, создают у восточных берегов Гренландии пониженное давление; вследствие этого западные ветры отклоняются к северу; развивающаяся при этом центробежная сила приводит к образованию вихревого движения в направлении против часовой стрелки.

Однако, по мнению Экснера, циклоны развиваются не только позади преград в виде континентов; напротив того, для большинства циклонов

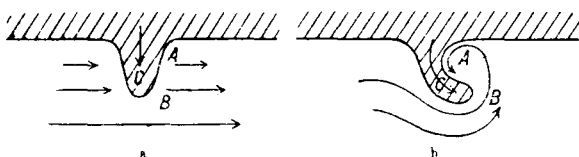


Рис. 161. Образование циклона по Экснеру.

роль таких преград играют подвижные холодные тела, проникающие сюда из полярных стран. Пусть, вследствие тех или других причин, стационарная граница между холодными полярными и теплыми экваториальными течениями нарушается и холодные массы воздуха (рис. 161, а) проникают на юг в виде языка С. Тогда теплые западные течения огибают холодное воздушное тело (рис 161, b) и создают позади него область пониженного давления; вследствие этого здесь образуется вихревое движение, причем и холодные массы вовлекаются в вихревую циркуляцию, изгибаясь, как указано на рисунке. В результате получается циклон, перемещающийся в направлении господствующих течений на восток.

Области понижающегося и повышающегося давления. Изаллобары. Как мы видели выше, при перемещении циклона с запада на восток, в передней части его происходит приток теплого воздуха из более южных широт, сопровождающийся понижением давления; в то же время в задней части циклона имеет место приток холодного полярного воздуха, вызывающий повышение давления. Этим, как известно, может быть обусловлено перемещение циклона. Изменения давления можно изображать картографически. Для этого на картах погоды проводят линии одинакового изменения давления за определенный промежуток времени,

напр., за 6, 12 или 24 часа. Линии эти называются изаллобарам и. Впервые изаллобары были введены в науку Экхольмом и проф. Б. И. Срезневским. Карты показывают, что изаллобары нередко имеют вид замкнутых кривых и охватывают более или менее круговые области; в одних из этих областей имеют место положительные изменения давления (области повышающегося давления), в других отрицательные изменения (области понижающегося давления). Если на карте погоды вырисовывается циклон, перемещающийся с запада на восток, то в передней его части изаллобары дают обычно замкнутую область понижающегося давления, а в тыловой части — область повышающегося давления. При перемещающемся антициклоне получается обратная картина: в передней его части при относительно холодном воздухе получается область повышающегося давления, а в задней части — понижаю-

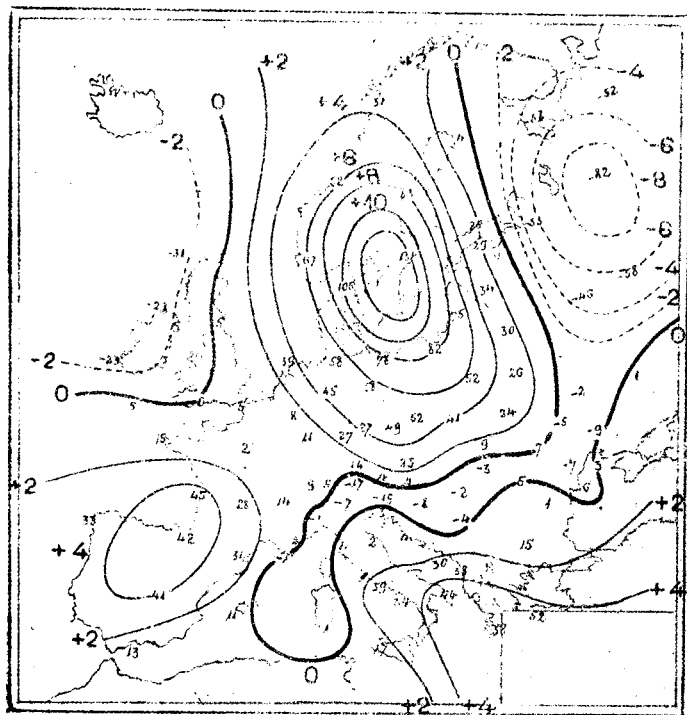


Рис. 162. Карта изаллобар.

щегося. Указанные области изменяющегося давления могут быть использованы для определения направления перемещения той или иной области давления. Но весьма часто эти области появляются без всякой видимой зависимости от циклонов или антициклонов. В последнем случае иногда наблюдается одна только область, иногда же вырисовываются две области понижающегося и повышающегося давления, следующие одна за другой. Такие области без соответствующих циклонов и антициклонов, если они достаточно интенсивны, могут оказывать значительное влияние на распределение давления у земной поверхности; они могут давать начало циклонам и антициклонам, перемещающимся совместно с ними. Самостоятельные области изаллобар также перемещаются обычно с запада на восток. Предполагают, что эти последние области тоже связаны с циклоническими и антициклоническими процессами, которые совершаются в более высоких слоях атмо-

сферы. Области, охватываемые изаллобарам, имеют обычно продолговато круглую форму или форму эллипса с острием, обращенным к югу. Рис. 162 дает нам карту изаллобар с 4 на 5-е мая 1912 года; на ней вырисовываются две обширные области: западная—повышающегося и восточная—понижающегося давления. Перемещаются они обычно быстрее, чем циклоны и антициклоны, и траектории их движения значительно проще. Особенно быстро перемещаются изаллобары, связанные с верхними циклоническими и антициклоническими образованиями.

Таким образом изменения давления, наблюдаемые у поверхности земли, могут быть двоякого происхождения: одни из них обусловлены термическими или динамическими процессами, совершающимися в нижних слоях атмосферы, другие обусловлены такими же процессами в высоких слоях атмосферы. К этому же приводят нас и теоретические соображения: на основании формулы, выражающей изменение давлений с высотой, а также уравнения Клапейрона, получается следующая формула:

$$\frac{\Delta p_0}{p_0} = \frac{\Delta p}{p} - \frac{h}{RT^2} \Delta T,$$

где p_0 и p — давление у поверхности земли и на высоте h ; T — средняя абсолютная температура атмосферного столба высоты h ; Δp_0 , Δp и ΔT — соответствующие изменения давления и температуры за определенный промежуток времени; R — газовая постоянная, равная 29.27^1). Приведенное уравнение показывает, что изменение давления Δp_0 у поверхности земли складывается из двух частей:

$$1) \text{ изменения } \Delta p'_0 = - \frac{p_0 h}{RT^2} \Delta T,$$

обусловленного изменением температуры ΔT в нижних слоях, и

$$2) \text{ изменения } \Delta p''_0 = \frac{p_0}{p} \Delta p,$$

обусловленного изменением давления Δp сверху.

¹⁾ Приведенная формула может быть легко выведена: в самом деле, как мы видели выше, изменение давления dp при поднятии на высоту dh выражается формулой $dp = -p dh$ или $dp = -\frac{1}{v} dh$. Так как, на основании уравнения Клапейрона,

$v = \frac{RT}{p}$, то, подставляя это значение v в предыдущее уравнение, получим:

$$dp = - \frac{dh}{RT}.$$

Интегрируя это уравнение в пределах от h , равного нулю, до любого значения h , получим:

$$\text{Log } \frac{p_0}{p} = \frac{h}{RT} \text{ или } \text{Log } p_0 = \text{Log } p + \frac{h}{RT}.$$

Так как p_0 , p и T изменяются со временем, то, дифференцируя последнее уравнение по времени, получим:

$$\frac{\Delta p_0}{p_0} = \frac{\Delta p}{p} - \frac{h}{RT^2} \Delta T$$

Нетрудно видеть, что при повышении температуры в нижних слоях происходит понижение давления, а при понижении температуры — повышение; изменение давления вверх сопровождается изменением давления вниз того же знака, увеличенным в отношении p_0/p .

Обратимся теперь к тем результатам, какие дают нам наблюдения над изменениями давления у поверхности. Воспользуемся для этого весьма интересными исследованиями Фиккера над изменениями давления в Альпах. Из пятилетних наблюдений им были выбраны случаи, при которых в течение суток происходили: 1) значительные изменения давления вниз в Мюнхене (526 м.) и 2) значительные изменения вверх на вершине Цугшпитца (2964 м.); для этих случаев вычислены средние изменения давления Δp и средние изменения температуры Δt . Результаты получились следующие:

1. Сильные изменения давления вниз (в Мюнхене).

Повышение давления.		Понижение давления.	
Мюнхен.	Цугшпитц.	Мюнхен.	Цугшпитц.
Δp 7.8 мм.	4.2 мм.	-7.8 мм.	-6.6 мм.
Δt -2.1°	-2.2°	1.8°	1.1°

2. Сильные изменения давления вверх (на Цугшпитце).

Повышение давления.		Понижение давления.	
Мюнхен.	Цугшпитц.	Мюнхен.	Цугшпитц.
Δp 7.8 мм.	6.9 мм.	-7.4 мм.	-6.7 мм.
Δt -0.8°	1.9°	0.1°	-2.6°

В случаях повышения и понижения давления вниз, как и следовало ожидать, происходило соответствующее охлаждение и нагревание, но не особенно значительное; отсюда следует, что сильные изменения давления, обнаруживающиеся вниз, не могут быть целиком объяснены изменениями температуры в нижних слоях воздуха, они лишь усиливаются указанными изменениями температуры; это видно и из того, что одновременно и на Цугшпитце имеются значительные изменения давления того же знака.

В случаях сильного повышения и понижения давления вверх обнаруживается одновременно повышение и понижение давления вниз. Так как при повышении давления температура вниз понижается, а при понижении давления — повышается, то, очевидно, изменения температуры усиливают соответствующие изменения давления. Однако, изменения температуры Δt вниз так малы, что не могут дать значительных изменений давления Δp . Более того, на вершине Цугшпитца Δt имеют обратный знак; таким образом изменения температуры на Цугшпитце даже ослабляют эти изменения давления; очевидно, изменения давления, наблюдаемые вверх, обязаны своим происхождением процессам, совершающимся в более высоких слоях атмосферы. К аналогичным результатам приводят исследования над областями падения и повышения давления в высоких слоях атмосферы до 10 км. Области повышения и понижения давления, обнаруживающиеся на высоте 10 км., оказываются в среднем даже более интенсивными, чем у поверхности земли.

Все эти исследования показывают, что нередко в верхних слоях атмосферы происходят изменения давления, совершенно независимые от процессов, совершающихся внизу. Повидимому, на границе стратосферы совершаются процессы, аналогичные нашим циклонам и антициклонам, которые оказывают действие и на нижние слои атмосферы. Так как в области стратосферы характер распределения температуры (изотермии, температурные инверсии) приводит к устойчивому состоянию атмосферы, здесь, очевидно, не могут развиваться сколько-нибудь значительные вертикальные течения; поэтому весьма сомнительно, чтобы в области стратосферы могли образовываться такие же циклоны и антициклоны, как в нижних слоях атмосферы; вероятнее всего, что в области стратосферы происходит внедрение более холодных масс в более теплые, и такие перемещения в области стратосферы вызывают значительные изменения давления и температуры. Возможно, что перемещения эти имеют характер огромных волн; последнее подтверждается тем, что области повышающегося и понижающегося давления появляются с большой правильностью и периодичностью.

Низкие и высокие циклоны и антициклоны. Исследования Фиккера показывают, что колебания давления, наблюдаемые у поверхности земли, слагаются из изменений давления, как происходящих в высоких слоях атмосферы, так и обусловленных термическими процессами в нижних слоях воздуха. Будем называть первые из указанных изменений давления — первичными, вторые изменения — вторичными. Объяснение происхождения циклонов, согласно теории Бьеркнеса и Экснера, основывается исключительно на процессах, совершающихся в нижних слоях атмосферы, т. е. на вторичных изменениях давления; поэтому изложенные теории дают нам объяснение происхождения только низких циклонов и антициклонов, охватывающих лишь нижние слои воздуха до 3—4 км. высоты. Так как повышение температуры связано с понижением давления, а понижение температуры с его повышением, то, очевидно, низкие циклоны должны быть теплыми, низкие же антициклоны — холодными. Однако, наблюдения над распределением температуры в европейских циклонах и антициклонах показывают, что в среднем слое до 9 км. циклоны вообще холоднее антициклонов, в более высоких слоях, наоборот, холоднее оказываются антициклоны. В виду этого приходится допустить, что значительное число европейских циклонов и антициклонов должно быть иного, не термического происхождения; при этом они не ограничиваются нижними слоями атмосферы, а простираются вверх до 9 и более км., охватывая всю область тропосферы; это, очевидно, высокие циклоны и антициклоны. В то время, как низкие циклоны и антициклоны представляют собою явления вторичных колебаний давления, высокие циклоны и антициклоны представляют собою результат комбинации первичных и вторичных колебаний давлений, т. е. колебаний, совершающихся и в верхних, и в нижних слоях атмосферы. Фиккер поэтому называет их сложными или составными циклонами и антициклонами.

Образование примарных колебаний давления, а следовательно, и образование высоких циклонов и антициклонов может быть также сведено к термическим процессам, происходящим, однако, в высоких слоях атмосферы. В самом деле, как мы видели выше, самые низкие температуры найдены в высоких слоях атмосферы не в полярных, а в тропических странах; в этих слоях атмосферы температура падает в направлении от полюсов к экватору. Поэтому, в высоких слоях атмосферы тропических стран южные ветры несут холодные массы воздуха, северные ветры — теплые. Можно допустить, что и на высотах, боль-

ших 12 км., как и внизу, имеют место волны холода и тепла, причем первые идут с юга, вторые—с севера; эти волны дают начало примарным колебаниям давления и высоким циклонам и антициклонам. Полярному фронту, находящемуся внизу, можно противопоставить экваториальный фронт вверху; этот последний может иметь такое же значение для высоких барических образований, какое первый имеет для низких циклонов и антициклонов.

Экснер и Фиккер предполагают, что и в высоких слоях атмосферы происходят барические образования, аналогичные низким циклонам и антициклонам; в передней части высоких циклонов должны иметь место, как и в низких циклонах, южные ветры, в задней части—северные. Так как в высоких слоях южные ветры холодные, а северные—теплые, передняя часть этих циклонов должна быть в верхних слоях холодной, задняя сторона—теплой. Как мы видели, низкие циклоны перемещаются с запада на восток вследствие того, что у них передняя сторона теплее задней. Распределение температуры в высоких циклонах обратно и потому естественно ожидать, что они обладают тенденцией двигаться в противоположном направлении. Такого перемещения, однако, не наблюдается; происходит это вследствие того, что высокие слои атмосферы принимают участие в общей циркуляции атмосферы, и здесь так же, как и внизу, господствуют западные ветры; под действием общего западного течения высокие циклоны перемещаются на восток, но при этом, благодаря указанной выше тенденции двигаться на запад, они перемещаются значительно медленнее, чем низкие циклоны. По той же причине высокие циклоны нередко становятся стационарными и даже направляются обратно на запад.

Как показал Ханцлик, высокие циклоны и антициклоны нередко могут образоваться из низких и представлять собою дальнейшую стадию их развития. Действительно, через Европу иногда проходят антициклоны, которые сначала оказываются холодными, а затем превращаются в теплые; значительную роль играют при этом нисходящие течения, обычно наблюдающиеся в антициклонах; они сопровождаются адиабатическим повышением температуры и постепенно нагревают тело антициклона. При преобразовании низких и теплых циклонов в высокие и холодные циклоны, восходящие токи не могут играть большой роли, так как сильное охлаждение в восходящих токах ограничивается лишь сухой стадией; главную роль здесь должны играть образующиеся при восходящих течениях облака; они задерживают солнечную радиацию, вследствие чего нижние части циклона становятся холодными, особенно летом.

Тропические минимумы или циклоны. В тропических странах также образуются барометрические минимумы или тропические циклоны. Как и циклоны умеренных широт, они представляют собою огромные вращающиеся вихри, обладающие поступательным движением. Некоторые из них заходят далеко в умеренные широты; так, тропические циклоны Вест-Индии иногда достигают берегов северной Европы; точно также и циклоны западной части Тихого океана заходят иногда далеко в умеренные широты.

Тропические циклоны отличаются от циклонов умеренных широт следующими свойствами: изобары тропических циклонов вообще более симметричны и более подходят к окружностям, чем изобары циклонов умеренных широт; поперечные размеры их значительно меньше, но в то же время сила ветра и градиенты давления значительно больше; распределение температуры внутри тропического циклона отличается большей симметрией во всех направлениях; осадки в них значительно более

интенсивны и более или менее равномерно распределены вокруг центра; в центре тропических циклонов обычно имеется область затишья, связанная с непродолжительным прояснением неба; чаще всего они образуются летом и осенью, тогда как циклоны умеренных широт чаще всего образуются и отличаются наибольшей интенсивностью зимою; внутри тропиков они медленно движутся от востока к западу, т. е., обратно направлению циклонов умеренных широт.

Циклоны тропических стран зарождаются обычно между 6° и 10° как северной, так и южной широты: у самого экватора они не могут образоваться, вследствие отсутствия отклоняющей силы вращения земли. Зарождаются они в следующих тропических морях: 1) в Антильском море и в Мексиканском заливе; здесь они называются Вест-Индскими ураганами; 2) в Бенгальском заливе и в Аравийском море; 3) в Восточно-Азиатских морях около Филиппин, в Китайском и Японском морях; здесь они называются тайфунами; 4) в Южно-Индийском океане около острова Маврикия; называются они орканами Маврикия; 5) в области Гебридских и Самоанских островов.

Как и в циклонах умеренных широт, изобары тропических штормов почти всегда имеют форму эллипсов, хотя и менее вытянутых, чем в умеренных широтах; в среднем отношение большой оси к малой составляет от 1.4 до 1.6; но иногда бывают случаи, когда большая ось вдвое и даже втрое больше малой. Направление большой оси большей частью совпадает с направлением поступательного движения циклонов, но иногда образует с ним некоторый угол. В центре циклона давление падает до 720 мм., 710 мм. и ниже; напр., в центре тайфуна, наблюдавшегося 27 сентября 1880 года в Китайском море, барометр упал до 687 мм.

Градиенты в тропических циклонах вообще значительно больше, чем в наших циклонах; здесь они могут достигать 14—15 мм.; по мере приближения к центру, градиенты быстро возрастают; так, в одном из циклонов Кубы наблюдались следующие градиенты:

Расстояние от центра . .	335—220	220—110	110—0 км.
Градиент	1.5	6.5	14.9 мм.

В среднем для 22 циклонов, наблюдавшихся у Филиппинских островов, в центре было давление 735 мм. при максимальном градиенте 14.3 мм.; восемь больших циклонов в Бенгальском заливе имели в среднем давление 714 мм.

Скорость ветра в тропических циклонах может достигать 40—50 м. в сек. и более. Во время циклона 20 октября 1882 года, центр которого проходил через Маниллу, анемометр был разрушен силою ветра, но перед разрушением он отметил скорость ветра в 54 м./сек. При циклоне на Ямайке 18 ноября 1912 года анемометр отметил 53.6 м./сек., после чего был сорван. Судя по механическим действиям, давление ветра составляло более 244 кгр./м². Разрушения, причиняемые некоторыми циклонами, настолько велики, что скорость ветра должна быть значительно больше 50 м./сек.; прочные здания при этом совершенно разрушаются и местность, над которой проходит центр циклона, представляет собою такую же картину, как после землетрясения и пожара; от зданий остаются только развалины, деревья выворачиваются с корнями и остаются без всякой листвы. Скорость ветра достигает наибольшей силы в передней и правой части циклона (в южном полушарии в передней и левой части). Если корабль попадает в эту часть циклона, то ветры несут его к центру циклона; эта сторона называется

поэтому опасной половиной. В то же время на левой стороне циклона направление ветра таково, что корабль относится к задней стороне вихря и может поэтому легко выйти из сферы его действия. Рис. 163 и 164 дают нам направления ветров в тропических циклонах; первый—для циклона, свирепствовавшего 25 августа 1873 года на юг от Ньюфаундленда, второй—для циклона 25 февраля 1860 года около Маврикия в южном полушарии. Сила ветра вообще увеличивается по мере приближения к центру циклона; но в центральной части циклона существует область затишья; она сравнительно мала, поперечник ее 15—50 км. Если на данное место надвигается область затишья, то ветер внезапно прекращается, иногда появляется голубое небо; после некоторого промежутка покоя вновь возобновляется ветер, но с противоположной стороны. В то время, как у поверхности земли воздушные течения направлены к центру и поворачиваются против часовой стрелки в северном полушарии (в южном по часовой стрелке), на уровне средних облаков движение воздуха происходит по изобарам; на уровне перистых облаков движение направлено радиально

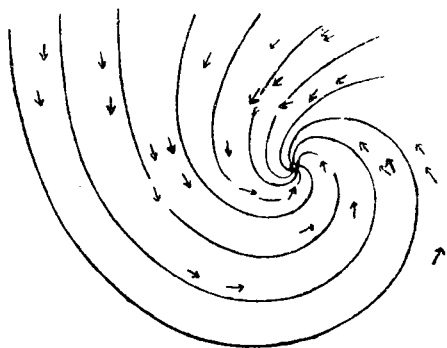


Рис. 163. Циклон на юге Ньюфаундленда.

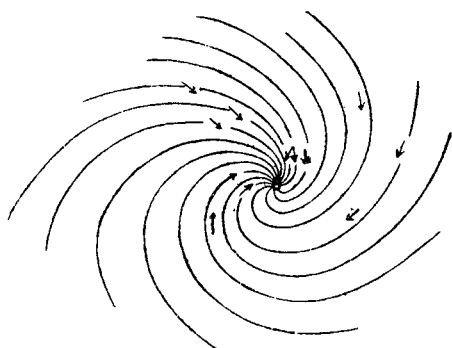


Рис. 164. Циклон около о-ва Маврикия.

от центра, так что точка радиации перистых облаков указывает положение центра.

В тропических циклонах господствуют восходящие течения, особенно в центральной части. Вследствие этого внутренняя область тропических циклонов является местом сильных процессов сгущения водяных паров; над средней частью циклона располагаются тяжелые, темные облачные массы характера слоисто-кучевых облаков; перед областью бури несутся разорванно-кучевые облака. Выше эти облачные массы переходят в покров перистых облаков, расходящихся во все стороны от центра вихря; по расположению этих облаков иногда на расстоянии 600—800 км. можно определить положение центра бури; масса темных облаков над среднюю часть вихря часто видна на море с расстояния 500 км. Во внутренней части выпадают дожди в виде сильнейших ливней; вследствие этого циклоны нередко сопровождаются наводнениями на суше; количество выпадающих при этом осадков чрезвычайно велико; при некоторых циклонах нередко выпадает 250—400 мм. осадков. Осадки выпадают при этом не непрерывно, но отдельными ливнями. Грозовые разряды сравнительно редко происходят во внутренней части циклона, они преобладают главным образом во внешней его части.

Что касается размеров тропических циклонов, то они могут сильно изменяться. В начальной своей стадии многие из них имеют в поперечнике не более 100 км., тогда как в хорошо развитых циклонах

диаметр может колебаться от 300 до 2000 км. и более. В Вест-Индских циклонах область пониженного давления имеет в поперечнике более 2000 км., область перистых облаков около 1500 км. и область дождевых облаков почти 1000 км. При циклонах у Филиппинских островов длина большой оси области, покрытой облаками, в среднем равна 1300 км. Радиус бурного пространства интенсивных циклонов Бенгальского залива не меньше 150—180 км. и не больше 1000 км.; чаще всего радиус бурного пространства составляет здесь 250 км. Для тайфунов диаметр всего пространства, занятого вихрем, до тех мест, где господствует нормальная погода, составляет 3500 км., область же бурь имеет диаметр по меньшей мере 1800 км. Высота тропических циклонов оценивается Доберком для Китайского моря в 7.4 км.

Наибольшие разрушительные действия при прохождении тропических циклонов производят нередко не самые бури и не наводнения, а грандиозные морские волны, заливающие плоские берега; эти волны могут смывать все встречающееся на их пути. Так, при урагане 7 октября 1737 года грандиозная волна вблизи Калькутты достигла высоты в 12 м. и смыла около 300000 человек. При другом циклоне вблизи Калькутты 5 октября 1864 года бурная волна затопила оба плоских берега устья Хугли; в результате погибло 48000 человек и 100000 голов скота. Во время циклона в ночь с 31 октября на 1 ноября 1876 года морские волны в устье Мегны в Индии достигли высоты 14 м. и смыли около 100000 человек; после того еще 100000 человек погибло от голода и холеры. Подобным же образом 8 сентября 1900 года был разрушен город Гальвестон в Техасе.

Наступлению шторма предшествует целый ряд явлений: небо принимает необычайную окраску при восходе и закате солнца; барометр при этом еще не начинает понижаться; сумерки становятся более продолжительными и небо принимает медно-красную окраску; небесный свод затягивается тонкой пеленою перистых облаков, дающих круги вокруг солнца и луны; облачный покров постепенно становится плотнее; чувствуется тягостное, гнетущее состояние; наконец, на горизонте появляется темное облачное нагромождение в виде отдаленного берега; часто наблюдается волнение на море, которое нередко предшествует циклону на расстоянии 400—1500 км.

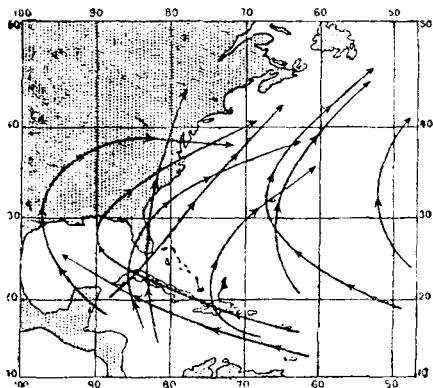


Рис. 165. Пути тропических циклонов.

Как указано выше, тропические циклоны, подобно циклонам умеренных широт, перемещаются по некоторым траекториям. Внутри тропиков

пути их направлены от востока к западу с составляющей к полюсам; они движутся таким образом на WNW в северном и на WSW в южном полушарии. Переходя тропики, они поворачивают на восток со слагающей к полюсам и следуют приблизительно в том же направлении, как и циклоны умеренных широт. Таким образом они описывают как бы параболу с вершиной, обращенной к западу (рис. 165); вершина эта лежит приблизительно под широту 25° — 30° . Скорость их в тропическом поясе меньше, в умеренных широтах больше; так, Вест-Индские ураганы в первой части своего пути движутся со скоростью 19 км./час, а во второй части со скоростью

43 км./час. Циклоны Бенгальского залива движутся на NW со скоростью $9\frac{1}{2}$ км./час. Циклоны Аравийского моря движутся на W и погибают на N и NE; средняя их скорость 12 км. час. Филиппинские циклоны и тайфуны восточной Азии движутся в тропической части со скоростью 13 км., а вне тропиков со скоростью 15—16 км./час.

Тропические штормы вообще редки; они преобладают главным образом в летние и осенние месяцы. Нижеследующая таблица дает нам среднее число их в течение года, а также повторяемость их в разные времена года:

Повторяемость тропических циклонов.

	Число циклонов в год.	Повторяемость в %			
		Зима.	Весна.	Лето.	Осень.
Вост.-Индия	2.5	5	6	42	47
Восточно-Азиатское море	19.0	2	6	47	45
Бенгальский залив	2.0	10	28	15	47
Ю. Индийский океан	9.9	1	9	51	39
Ю. Атлант. океан	—	0	5	60	35

Происхождение тропических циклонов. Выше мы видели, что, благодаря местным температурным аномалиям, в атмосфере могут образовываться вихри, в которых происходят циклонические или антициклонические движения. Наблюдения показывают, что: 1) тропические циклоны имеют в центре пониженное давление, 2) воздух в них притекает к центральной области, 3) движение воздуха происходит в северном полушарии против часовой стрелки, в южном—в противоположном направлении и 4) тропические циклоны сопровождаются обильными осадками, свидетельствующими о мощных поднятиях нагретых и влажных воздушных масс. Все это приводит нас к заключению, что при образовании тропических циклонов значительную роль может играть наличие положительной температурной аномалии в месте их происхождения, а также наличие значительных запасов водяных паров в воздухе.

Кроме того, образование тропических циклонов возможно и чисто динамическим путем: допустим, что на некоторой более или менее ограниченной площади земли имеют место противоположные течения; пусть, напр., в восточной части этой площади дуют южные, а в западной части северные ветры (будем вести наши рассуждения применительно к северному полушарию); и те и другие ветры под влиянием вращения земли должны отклоняться вправо и принимать направления: первые—S, SE и E, вторые N, NW и W; в результате здесь может также получиться вихревое вращательное движение воздуха в направлении, противоположном часовой стрелке. Таким образом тропические циклоны могут образоваться или благодаря положительной термической аномалии или чисто динамическим путем; возможно, конечно, и совокупное действие тех и других причин. Необходимо отметить, что тропические циклоны отличаются от циклонов умеренных широт почти симметричным распределением температуры вокруг их центра, и потому причины их образования не могут быть сведены к взаимодействию

теплых и холодных течений, как это имеет место в теории Бьеркнеса и Экснера при объяснении циклонов умеренных широт.

Предположим, что, благодаря положительной температурной аномалии, у нас развилась интенсивная циркуляция циклонического характера. Так как в тропических широтах отклоняющая сила вращения земли сравнительно невелика, воздушные течения первоначально мало отклоняются от направления градиента и массы воздуха стремятся концентрироваться вблизи центральной части вихря. Однако, по мере развития циклонического движения, все более и более начинают действовать центробежные силы; как мы видели выше, эти силы действуют в том же направлении, как и отклоняющая сила вращения земли; благодаря совместному их действию, давление в центре вихря понижается и циклон постепенно углубляется и развивается. Энергия циклона, затрачиваемая на приведение в движение воздушных масс и на преодоление силы трения, поддерживается благодаря непрерывному притоку новых, сильно нагретых воздушных масс; над центральной частью циклона происходит при этом замена воздушных масс, имеющих температуру окружающей среды, более нагретыми массами; она сопровождается понижением центра тяжести всего воздушного столба; в результате потенциальная энергия уменьшается, превращаясь в кинетическую энергию; значительную роль играют также и большие запасы водяных паров, приносимые этими нагретыми массами воздуха. Если бы притекающие массы воздуха были сухими, то при поднятии вверх, они быстро охлаждались бы, и, несмотря на значительное нагревание нижних масс воздуха, циклон должен был бы в скором времени истощить свою энергию. Так как притекающие к циклону массы воздуха содержат большие количества водяных паров, то выделяющаяся при их поднятии скрытая теплота конденсации паров замедляет охлаждение восходящих потоков воздуха; наличие водяных паров таким образом способствует поднятию воздушных масс, а также оттоку их вверх, а, следовательно, и поддержанию вихревого движения. В случае, если циклоны образуются благодаря наличию противуположных воздушных течений, источником энергии служит не внутренняя потенциальная энергия воздушных масс, а кинетическая энергия самих течений, которая переходит в вихревую. Однако еще большой вопрос, могут ли они обладать запасами энергии, достаточными для поддержания вихревых движений тропических циклонов. Высказанные соображения об источниках энергии тропических циклонов подтверждаются следующими данными: 1) они образуются преимущественно в наиболее теплое время года, когда температура воздуха и температура моря достигают наибольшей величины и 2) нередко перед образованием циклонов можно наблюдать на месте их зарождения систему противуположных воздушных течений. Математическая теория воздушных течений в таких симметричных вихрях была развита Феррелем, Обербеком, Ридом и другими.

Перемещения тропических циклонов совершаются, как мы видели, в тропических широтах северного полушария на WNW; затем вне тропиков они направляются на ENE. То обстоятельство, что циклоны стремятся перемещаться к полюсам, объясняется следующим образом: тропические циклоны занимают обычно довольно значительную площадь; так как отклоняющая сила вращения земли быстро увеличивается с широтой, то, очевидно, в секторах циклона, обращенных к полюсу, отклоняющая сила вращения земли должна быть больше, чем в экваториальном секторе; воздушные течения испытывают здесь большее отклонение от градиента; в экваториальной части имеет

место более значительный приток воздушных масс к центру. Вследствие этого циклон сильнее восполняется с экваториальной стороны и центр его должен непрерывно перемещаться к полюсу. Наблюдаемое нами перемещение тропического циклона складывается из только что указанного перемещения, а также из перемещения в направлении господствующих воздушных течений; так как первое направлено на N (в северном полушарии), а второе в тропических странах на W (пассаты), то в результате получается движение на NW: в умеренных широтах слагающие движения направлены на N и E, вследствие чего циклон перемещается на NE. Аналогичные рассуждения приводят к заключению, что в южном полушарии тропические циклоны должны сначала направляться на SW, а затем в умеренных широтах на NE.

Остановимся вкратце на особенностях образования циклонов Бенгальского залива и Вест-Индских циклонов. Благодаря хорошо оборудованной сети метеорологических станций Индии и работам индийских метеорологов, условия образования циклонов Бенгальского залива хорошо изучены. Они образуются главным образом в так наз. переходные периоды (от одного муссона к другому), т. е. в мае и октябре или ноябре. В это время года давление воздуха над Индией и Бенгальским заливом распределено довольно равномерно. Циклоны образуются в южной части залива вблизи северной границы юго-западного муссона, продвигающегося вперед в мае и отступающего назад в октябре-ноябре. В южной части залива наблюдается при этом несколько пониженное давление и господствуют легкие переменные ветры и затишья, погода здесь в это время вообще неустойчивая и в разных местах образуются более или менее интенсивные шквалы. Так продолжается несколько дней; постепенно развивается определенный центр, в котором сходятся различные течения, и наконец здесь вырисовывается тропический циклон, начинающий перемещаться в западном или северном направлении. Отсюда мы видим, что указанные циклоны образуются в области пониженного давления между двумя различными системами ветров.

Что касается Вест-Индских циклонов, то условия их образования, повидимому, иные: воздушные течения распределяются здесь в летнее время следующим образом: в нижних слоях до высоты около 5 км. дуют восточные пассаты; в верхних же слоях (от 6 до 10 км.) имеет место другая система ветров; в то время как в восточной части дуют SE и S ветры (влияние Атлантического максимума давления), в западной части господствуют прямо противоположные им северные ветры (повидимому, влияние Тихоокеанского максимума); в результате в средних слоях атмосферы имеет место система противоположных течений, благоприятная для развития вихря, который может затем опускаться до поверхности земли.

Приведенные примеры показывают, что условиями, при которых образуются тропические циклоны, являются: гладкая поверхность (море) и область пониженного давления между противоположно направленными системами ветров; возможно также, что известную роль играет и различная температура противоположных течений.

В заключение необходимо указать, что в настоящее время пока еще не имеется точно установленной теории происхождения тропических циклонов.

Вторичные типы изобар. Местные ветры.

Вторичные типы изобар. Синоптические карты показывают, что кроме циклонов и антициклонов существуют еще вторичные барометрические образования или вторичные типы изобар; такие вторичные образования встречаются даже чаще, чем циклоны и антициклоны; они, в свою очередь, сопровождаются характерными изменениями погоды. Эберкромби различает пять таких типов изобар; всего таким образом получается 7 главнейших форм изобар, из коих циклоны и антициклоны уже рассмотрены нами. Рис. 166 дает нам схему семи типов изобар. Главнейшие из вторичных типов суть следующие: 1) частный минимум или вторичная депрессия, 2) V-образная депрессия между областями высокого давления, 3) клин высокого давления между двумя циклонами, 4) барометрическое седло между двумя областями высокого давления и, наконец, 5) прямолинейные изобары. Остановимся на каждом из указанных типов в отдельности.

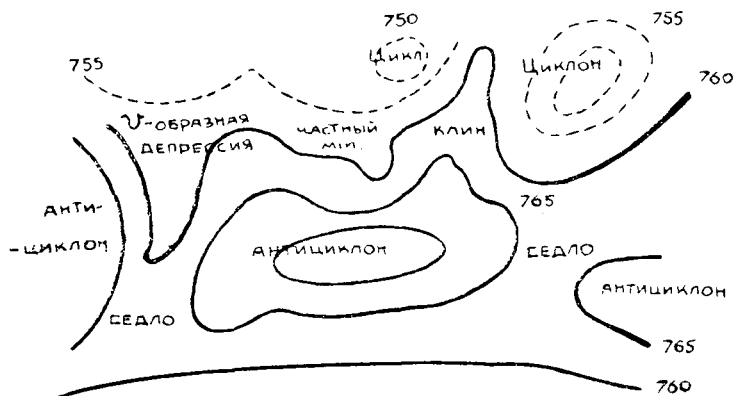


Рис. 166. Типы изобар.

Частные минимумы или вторичные депрессии. Частные депрессии образуются на юго-восточном и западном краях больших циклонов, идущих из Атлантического океана через северо-западную и северную части Европы; следует отметить, что северная или левая сторона большого циклона в большинстве случаев свободна от вторичных образований; эта сторона как раз обращена к центру полярного вихря и вверх остается открытой. Правая сторона имеет более значительные градиенты давления.

Частные минимумы, появляющиеся на юго-восточной стороне больших циклонов, сравнительно редко оказывают значительное влияние на характер погоды; только в более теплое время года они часто дают начало грозам, а в Соединенных Штатах Америки начало разрушительным торнадо (см. стр. 423). Напротив, частные минимумы, появляющиеся нередко в юго-западных и западных частях больших циклонов Европы, могут, быстро развиваясь, превращаться в самостоятельные, вполне законченные вихри, которые быстро перемещаются и сопровождаются значительными бурями. В то же время частные депрессии, образующиеся на юго-восточной и южной окраинах большого циклона, большей частью представляют собою лишь более или менее значительные углубления в изобарах основного циклона; но иногда и они

замыкаются с северной стороны и дают начало полным циклонам, движущимся совместно с основным циклоном. Вторичные депрессии большей частью сопровождаются значительными осадками.

Тщательные исследования Вундта показывают, что форма изобар частной депрессии является как бы результатом наложения двух циклонов — большого и малого, имеющих круговую форму изобар; при этом малый циклон должен находиться на окраине большого циклона. Точно также, путем наложения ветров каждого циклона, можно найти направление и скорость ветров, наблюдаемых в частных минимумах. При этом оказывается, что в передней части частного минимума слагаются ветры почти противоположного направления, а в задней — ветры почти одинакового направления. В результате получаются слабые, почти параллельные изобарам, южные ветры в передней части депрессии и сильные, почти перпендикулярные изобарам, северо-западные ветры

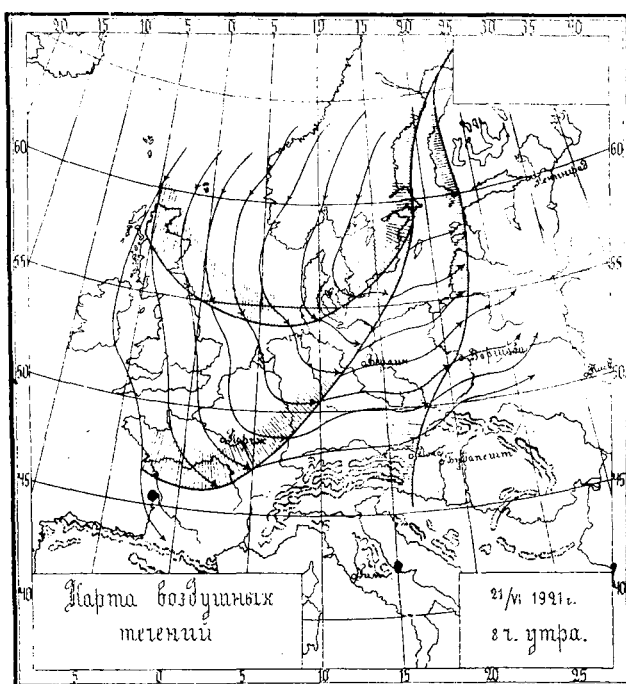


Рис. 167. Карта воздушных течений 21 июня 1921 года.

в южной и задней части депрессии. Приведенные теоретические выводы Вундта подтверждаются наблюдениями; бури наблюдаются обычно в задней части частного минимума.

Неравномерное распределение тепла между передней и задней частями выражено здесь еще резче, чем в главном циклоне. Здесь, как показывают карты линий течения, линия шквалов выражена особенно резко, тогда как курсовая линия выражена слабо и часто вовсе отсутствует. Наблюдения показывают, что частные минимумы следуют друг за другом периодически, подобно волнам, вокруг главного циклона; явления погоды чередуются при этом периодически, причем кривые давления, температуры, солнечного сияния дают характерные максимумы и минимумы на определенных, более или менее одинаковых расстояниях. Быстрому подъему давления соответствует одновременное быстрое падение температуры и перерыв в солнечном сиянии — типич-

ные признаки прохождения шквалового фронта; по прошествии определенного времени явление повторяется, хотя в ослабленной мере. Здесь мы имеем дело с последовательным повторением волн холода, благодаря наличию нескольких линий шквалов. Действительно, карты погоды показывают, что при частных циклонах наблюдается по несколько линий шквалов. Так, рис. 167 дает нам карту воздушных течений в 8 ч. у. 21 июня 1921 года; здесь мы имеем несколько частичных минимумов и шкваловых фронтов вокруг главного циклона: одна линия шквала идет через Польшу, вторая — через юго-запад Германии к Кильской бухте, третья — через север Англии к юго-восточной части Северного моря.

Согласно современным воззрениям, происхождение частных депрессий, подобно циклону, обусловлено наличием расположенных друг

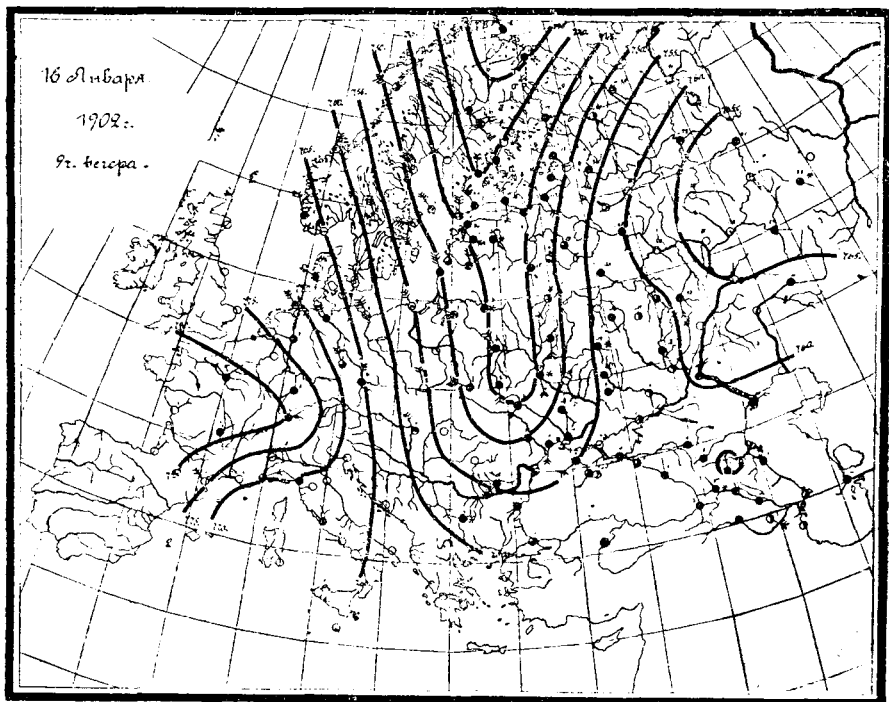


Рис. 168. Карта погоды 16 января 1902 года.

подле друга воздушных масс, имеющих весьма различную температуру. Этот взгляд особенно применим для частных депрессий, так как здесь мы действительно имеем дело с явлением, ограниченным нижними слоями, т. е. с низкими циклонами.

Мы видели выше, как, по Бьеркнесу, из больших циклонов образуются новые циклоны; когда последние замыкаются и находятся таким образом, в начальной стадии окклюзии, на южной стороне их остается деформация полярного фронта (см. рис. 158, стадия IV); последняя постепенно развивается и дает начало вторичной депрессии. Окклюзия может происходить не только путем естественного развития циклона, но также и под действием горных цепей, лежащих на пути циклонов; для европейских циклонов такими горными цепями являются горы Скандинавии и Альпы; они вызывают окклюзию и дают начало вторичным депрессиям. В первом случае эти депрессии образуются над Северным и Балтийским морями, во втором — над западной частью

Средиземного моря, особенно над Генуезским заливом, а также над равнинами реки По. Указанные моря зимою относительно теплы и способствуют развитию циклонов.

Язык пониженного давления или V-образная депрессия. Между двумя антициклонами изобары иногда принимают V-образную форму и ограничивают область пониженного давления. Давление в такой области повышается в обе стороны линии, проходящей посредине и называемой дном депрессии. Указанная линия идет большею частью с севера на юг и делит барическую область на две части, резко противоположные по характеру погоды. Вообще область V-образных изобар сходна с частным минимумом; на рис. 168 дан пример такой области, наблюдавшейся 16 января 1902 года над средней Европой.

В то время, как в передней, правой части V-образной депрессии дуют южные и юго-восточные ветры, в задней — северные и северо-

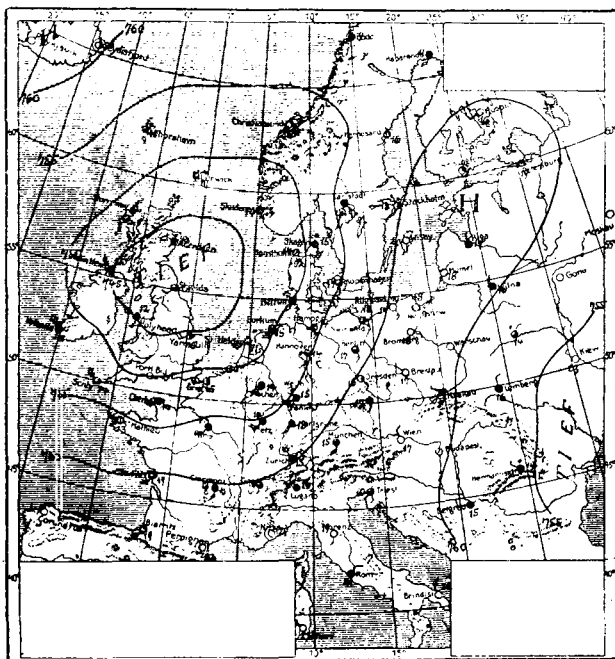


Рис. 169. Карта погоды 17 июля 1908 года.

западные. В передней части небо обычно покрыто тяжелыми слоистыми и дождевыми облаками, дающими обильные осадки; давление при этом падает; после прохождения через место наблюдения передней части барометр начинает повышаться, ветер переходит на северо-западный и небо проясняется. По линии шквала ветер дует в форме порывистых шквалов и даже бурь. Вследствие быстрого движения, свойственного таким депрессиям, и незначительной их ширине, все изменения погоды совершаются быстро, при резких и сильных колебаниях давления. V-образные изобары нередко являются очагами гроз, вследствие чего их называют иногда грозовыми мешками.

Клин или язык высокого давления. Клин высокого давления образуется обыкновенно между двумя соседними циклонами. Он служит разделом ветров противоположных направлений, дующих в тыловой части переднего циклона и в передней части последующего циклона. Изобары принимают при этом форму клина или языка высокого давле-

ния. Приведем, в виде примера, карту погоды 17 июля 1908 года (рис. 169); здесь обнаруживается обширный язык высокого давления, расположенный между циклонами, находящимися над Черным морем и над Англией; язык простирается от Средиземного моря до Финляндии. Линии токов обнаруживают при этом линию расходящихся токов, вследствие чего здесь получают нисходящие токи воздуха и должна господствовать ясная погода; восточная сторона клина с ее северными ветрами должна иметь пониженную температуру, задняя же сторона с ее южными ветрами — повышенную температуру. Таким образом, в данном случае, как и в замкнутом антициклоне, передняя часть оказывается холодной, задняя — теплой. Весьма характерно, что в клине высокого давления линия расходящихся токов оказывается не изолированной; она связана с линией сходящихся токов, расположенной в задней части клина или в передней части последующего циклона.

Барометрическое седло. Барометрическое седло образует область пониженного давления в промежутке между двумя сближенными между собою областями высокого давления; иногда между двумя областями высокого давления расположены накрест с ними две области пониженного давления, и седло занимает промежуточное пространство между двумя циклонами и двумя антициклонами. В указанной барометрической области давление распределено довольно равномерно, градиенты давления малые, ветры вообще слабы, погода спокойная и более или менее пасмурная. В летнее время барометрическое седло является областью частых гроз местного характера, преимущественно в послеполуденные часы.

Прямолинейные изобары. Прямолинейные изобары образуются обычно в промежуточной области между обширными циклонами и антициклонами. Они оказывают значительное влияние на характер погоды Европы в том случае, если они идут с севера на юг и если распределение давления в течение долгого времени не изменяется. Характер погоды при этом зависит в значительной мере от того, находится ли высокое давление на востоке или на западе. В первом случае господствуют южные и юго-восточные ветры; зимою в таком случае на западе наблюдается повышенная температура, а на востоке — пониженная; объясняется это тем, что ветры дуют из антициклона, расположенного на материке; такой антициклон зимою в нижних своих частях, благодаря сильному излучению, сильно охлажден; летом, при том же распределении давления, наоборот, на востоке значительно теплее, чем на западе; в самом деле, антициклон в нижней своей части имеет летом повышенную температуру; к этому присоединяется еще тепло южных континентальных ветров при ясном небе. Еще резче выражен характер погоды во втором случае, т. е. когда изобары направлены с севера на юг и высокое давление расположено на западе; такая ситуация часто держится в течение долгого времени, особенно в летнее полугодие. В этом случае получают устойчивые ветры, приносящие холодный и влажный воздух с далекого севера в центральную и южную Европу; северные и северо-западные ветры, дующие при этом, выражены тем резче, чем дольше держится указанное распределение давления и чем дальше простирается оно на север. Характер погоды в этом случае оказывается в разные времена года различным: зимою господствует холодная погода с частыми снегопадами, обязанными своим происхождением небольшим депрессиям, приходящим с северо-запада. Летом погода остается прохладной и дождливой лишь в том случае, если область высокого давления лежит далеко на западе. В случае же, когда высокое давление господствует над западной Европой и Британ-

скими островами, погода может быть здесь ясной и теплой, тогда как далее на восток она становится пасмурной и дождливой.

Вторжение холодных воздушных масс. Вторжение холодных воздушных масс в более теплую область представляет собою одно из весьма важных метеорологических явлений. Благодаря большому удельному весу, холодные воздушные массы обнаруживают стремление распространяться под теплыми массами; вторжение холодных масс происходит или сверху или с боков, в последнем случае обыкновенно с северной стороны. В обоих случаях происходит опускание холодных масс и поднятие теплых; вследствие этого центр тяжести всей массы понижается, соответственно уменьшается потенциальная энергия и за счет ее появляется кинетическая энергия, в виде мощных воздушных течений; в результате вторжения холодных масс могут образовываться шквалы и бури, сопровождающиеся резким изменением направления и скорости ветра и понижением температуры; давление воздуха при этом повышается; это повышение давления, весьма характерное при шквалах, служит признаком того, что холодный воздух проникает со стороны в виде воздушного клина и вытесняет вверх теплые массы воздуха. Если холодные массы направляются к горному склону, то они сначала появляются у подошвы горы и затем постепенно распространяются вверх, проникая клинообразно под теплыми массами и вытесняя их вверх; холодный воздух может при этом проникать до высоты 3 км. и выше.

При вторжении холодных масс происходит обычно повышение давления; но оно ограничивается нижними слоями; над слоем холодного воздуха давление изменяется нередко в противоположном направлении.

Лабораторные опыты В. Шмидта показали, что масса холодного воздуха, вытесняющая теплый воздух, не имеет правильной формы клина. Рис. 170 дает нам вертикальное сечение вытесняющей холодной массы, проведенное вдоль направления ее перемещения (сплошная линия); холодная воздушная масса имеет спереди как бы «голову» и позади нее сужение. Стрелки дают направление движения теплого воздуха; в передней части он поднимается вверх, а затем оттекает назад; в результате получается вихрь с горизонтальной осью, сопровождающийся интенсивными процессами сгущения водяных паров; оттекающий вверх теплый воздух создает падение давления, обычно наблюдаемое наверху. Дальнейшие исследования показали, что холодная масса воздуха имеет еще более сложную форму и что пути движения теплого воздуха также сложнее, чем в опытах Шмидта.

Согласно исследованиям Сандстрема, интенсивность явления изменяется в зависимости от того, как движется холодная масса вдоль поверхности раздела теплого и холодного воздуха—вверх или вниз. Лишь в последнем случае выделяется значительное количество кинетической энергии и можно ожидать бури. Если холодные массы текут с горы или плато в долину, то получающаяся при этом кинетическая энергия особенно велика; примером такого вторжения холодных масс может служить явление так наз. боры (см. стр. 420).

Когда холодный воздух движется по равнине, то нетрудно вычислить, на основании законов механики, скорость его перемещения; она

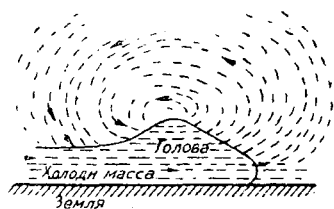


Рис. 170. Клин холода по Шмидту.

вычисляется так же, как и скорость истечения жидкостей; если обозначить через V скорость перемещения и через ΔP — изменение давления в мм., то имеем:

$$V = 9.6 \sqrt{\Delta P} \text{ м. сек.} = 34.5 \sqrt{\Delta P} \text{ км. час.}$$

Волны холода. Холодные массы воздуха или, как их называют, волны холода могут перемещаться на значительные расстояния, как в северной Америке, так и у нас в Союзе. Зарождаются они в Ледовитом океане и отсюда распространяются на юг как по материку северной Америки, так и материку Европы-Азии. Очагом европейских волн холода являются Восточно-Гренландское море между Ян-Майеном и Исландией, а также Карское море восточнее Новой Земли. Волны холода могут наносить большой вред сельскому хозяйству, так как могут проникать далеко на юг; в Америке они нередко проникают в южные Штаты с их полутропическими культурами; вследствие этого на изучение волн холода обращено в Америке очень большое внимание. Волны холода, распространяющиеся на территории СССР, исследовались проф. Б. И. Срезневским и особенно тщательно в последние годы немецким метеорологом Фиккером.

Зарождаясь в Ледовитом океане, волны холода перемещаются на юг; вследствие вращения земли они отклоняются вправо и принимают таким образом направление на юго-запад; и действительно, они нередко наблюдаются в средней Европе. Большое влияние на дальнейшее движение холодных масс оказывают, с одной стороны, неровности земной поверхности, причем гористые места задерживают и ослабляют их, с другой стороны, господствующие воздушные течения; так как последние направлены большею частью с запада на восток, то под их действием волны холода в конце концов направляются на восток. Фиккеру удалось проследить перемещения волн холода с запада на восток через всю Азию вплоть до Великого океана. Большая часть исследованных им волн холода описывает приблизительно дугу сначала от NE на SW, затем на S, SE и E.

Для изучения распространения волн холода проводят на карте изохроны волн холода; так называются линии, соединяющие места, в которые холод проникает одновременно; на рис. 171 дан случай распространения волны холода с 20 мая по 2 июня 1899 года от севера Скандинавии почти до Тихого океана. Иногда холодные массы растекаются из холодного очага веерообразно в разные стороны и при том не только на SE и E, но и на SW и W. Однако чаще всего волны холода не идут далеко на юго-запад, а сворачивают на юго-восток и восток.

Волны холода образуются главным образом в холодное время года и при том во второй половине его; за месяцы октябрь — март в среднем, по исследованиям проф. Срезневского наблюдается ежемесячно 3—4 волны холода на территории европейской части Союза; в июле же лишь одна волна и при том не всегда. Наиболее часто наблюдаются волны холода во внутренней Сибири; в европейской части СССР они значительно реже. Средняя скорость их перемещения составляет около 26 км./час, но иногда она доходит до 40 км./час. Как указано выше, волны холода, двигаясь на восток, могут доходить до Владивостока; в отдельных случаях они перемещаются на юг и доходят до Амударьи и Иранских гор; при перемещении на запад, волны холода быстро ослабевают, но все же иногда доходят до Атлантического океана и до Средиземного моря. Большие водные бассейны, как Кас-

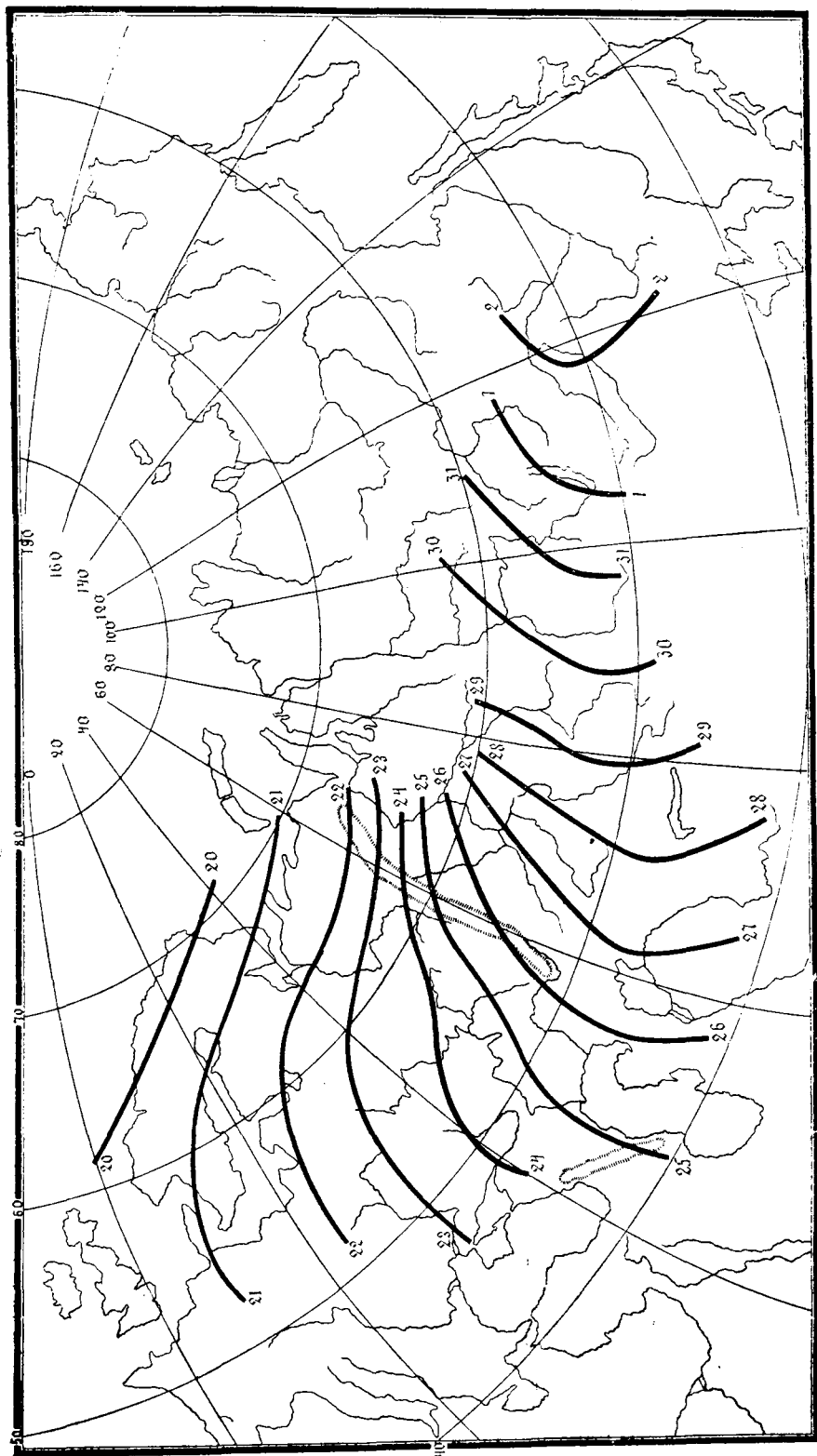


Рис. 171. Волна холода 20 мая—9 июня 1899 года.

пийское море, оказывают ослабляющее действие на эти волны; видимо, сравнительно нагретые зимою водные бассейны отдают свое тепло движущимся над ними холодным воздушным массам. Волны холода проявляются главным образом после прохождения циклона в тыловой его части. Волны холода сопровождаются обычно на всем своем пути повышением давления. Образуются они преимущественно в тыловой части циклонов; так, в описанном выше примере волна холода образовалась в тыловой части циклона, проходившего с 21 до 24 мая через Балтийское море и Ладожское озеро на северо-восток СССР; источником холодных масс была при этом область повышенного давления на Ледовитом океане. Волны холода сопровождаются зимою прояснением погоды, которое в результате повышенного излучения дает еще большее понижение температуры.

Теоретические исследования Экснера показали, что при некотором распределении ветра по вертикали, волны холода могут разделиться на две отдельные волны, идущие из одного и того же очага холодных масс. Теоретические соображения Экснера подтверждаются целым рядом примеров. Так, Фиккер показал, что волны холода, проходящие через европейскую часть СССР и через северную Азию, часто разделяются на две волны, идущие одна за другой. Вторая волна оказывается при этом слабее первой и следует за первой через 2—3 дня.

Иногда вторжение холодных масс воздуха сопровождается сильными ветрами, поднимающими в зимнее время массу сухого снега и переходящими одновременно с резким падением температуры в настоящую снежную бурю; таковы наши бураны или пурги и близзарды Америки.

Майские и июньские возвраты холода, о которых говорилось выше, сводятся также к волнам холода; сопровождающая их ясная погода способствует развитию ночных морозов, тем более, что атмосфера в это время года отличается значительной прозрачностью. Согласно исследованиям Хеннинга, более или менее мягкие зимы сопровождаются обычно лишь слабыми возвратами холодов в мае, тогда как особенно сильные и губельные для растений возвраты холодов имеют место преимущественно после суровых, обильных снегом зим.

Волны тепла. Подобно холодным массам воздуха, иногда может происходить внедрение теплых масс в более холодные области, причем температура значительно повышается. Особенно тщательно исследован вопрос о распространении волн тепла Фиккером. Он нашел, что между распространением волн холода и волн тепла имеется существенная разница: когда холодный воздух распространяется под теплым, то направление холодного воздуха вообще перпендикулярно изохронам; путь, по которому происходит внедрение холодного воздуха, одновременно дает нам и направление воздушных течений. Иначе обстоит дело с волнами тепла: хотя они движутся вообще с запада на восток и иногда пересекают всю территорию СССР вплоть до Великого океана и изохроны их сходны с изохронами волн холода, однако теплый ветер дует не в направлении, перпендикулярном к изохронам, т. е. с запада на восток, но главным образом с юга и юго-запада; таким образом на восток перемещается не одна и та же теплая масса воздуха; нагревание, постепенно распространяющееся на восток, обусловлено все новыми и новыми массами, приходящими с юга. Таким образом здесь происходит явление совершенно иного характера, чем при волнах холода. Исследования Фиккера показали, что волны тепла внедряются обычно между двумя холодными областями, расположенными на западе и востоке, и распространяются в виде языка на север

и северо-восток; с юга волна тепла все время связана со значительными массами теплого воздуха. Волны тепла распространяются с такой же скоростью, как и волны холода; так как последние движутся на восток, то для волн тепла остается возможность внедрения в промежуточное пространство между двумя такими волнами. Вообще надо отметить, что волны тепла представляют собою еще мало изученное явление.

Шквалы. Шквалы представляют собой внезапно налетающие бури; они разражаются почти одновременно вдоль длинной линии (фронта) и распространяются с большой скоростью в направлении, перпендикулярном этой линии. В течение нескольких минут более или менее ясная и спокойная погода сменяется почти бурей, причем ветер достигает скорости 20—25 м./сек., а иногда и более. Одновременно с налетающей бурей выпадают значительные осадки в виде дождя или ливня (снега), смешанного с крупой или градом. Нередко при сильных шквалах имеют место грозовые разряды (молнии), но они обычно ограни-

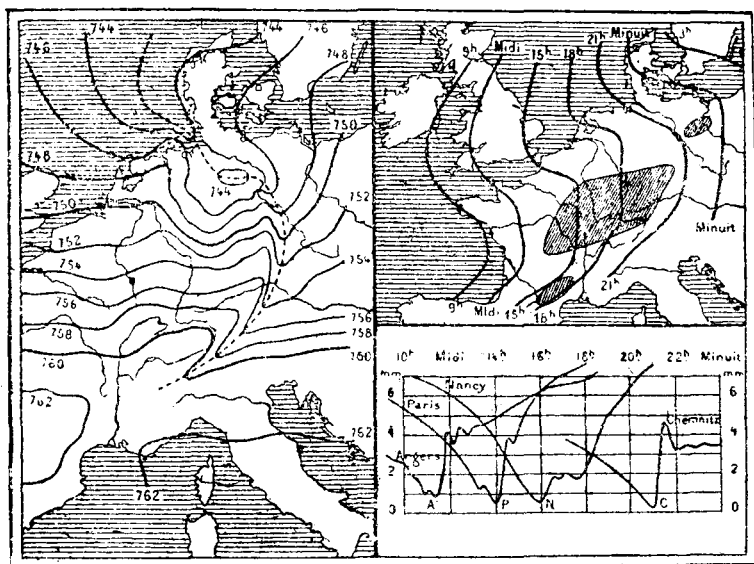


Рис. 172. Шквал 27 августа 1890 года.

чиваются отдельными участками шквального фронта. Изобары при шквалах имеют резко выраженную V-образную форму. Таким образом шквалы содержат в себе все характерные признаки рассмотренного выше шквального или холодного фронта.

Рисунок 172 дает пример шквала 27 августа 1890 года, исследованного Дюран-Гревиллем. Пунктирная линия, проведенная через вершины V-образных изобар, составляет дно шквала. Вдоль этой линии обычно и разражается одновременно шквал. Шквал быстро перемещается и при том обычно на восток, совместно с главным циклоном. Впереди шквала (в правой части V-образных изобар) ясная спокойная погода при слабых южных и юго-восточных ветрах, как это и должно быть, судя по направлению градиентов давления. В тылу давление быстро возрастает при холодных западных и северо-западных ветрах, дующих сильными и резкими порывами; температура при этом резко понижается. Левая часть рисунка 172 дает нам картину распределения давления; на правом, верхнем чертеже имеем кривые одновременного наступления шквала (изохроны); на правом нижнем — записи барографа

на ряде станций (Анжера—А, Парижа—Р, Нанси—N и Хемница—С). Заштрихованные места обозначают те районы, в которых шквал сопровождался грозой.

Рис. 173 изображает тучу, наблюдаемую во время шквала, и вероятное движение воздуха под нею. Внизу в А имеют место восходящие токи, образующие грозовое облако, которое вверху переходит в перистое; внизу грозового облака проходят серые облака (разорвано-дождевые). Около В образуются нисходящие токи с дождем или без него. Около D разражается шквал. В тылу грозовое облако становится тоньше, так как из него выделилось много воды в виде дождя и града. На рисунке высота значительно преувеличена по сравнению с горизонтальными размерами; вокруг С образуется вихрь с горизонтальной осью.



Рис. 173. Шкваловое облако.

Нетрудно видеть, что механизм образования шквала сводится к вторжению холодных масс воздуха в тыловую часть в теплые передние массы воздуха, вызывающему поднятие теплых масс и образование осадков. Воздушные течения, изображенные на рис. 173, весьма сходны с таковыми в опытах Шмидта при вторжении клина холодного воздуха (см. выше рис. 170). Происходящее при этом понижение центра тяжести всей совокупности воздушных масс вполне достаточно для развития кинетической энергии бурь за счет уменьшения потенциальной энергии. Выше была дана формула $V = 34.5 \sqrt{\Delta P}$, где V скорость распространения бури в км./час и ΔP — изменение давления в мм. Формула эта хорошо согласуется с наблюдениями. Так, напр., при шквале 11 мая 1910 года в предгорьях Альп $\Delta P = 2.8$ мм. и $V = 55$ км./час, тогда как формула дает 58.6 км./час. Если при этом известно изменение температуры, то нетрудно высчитать также высоту головной части холодного клина. Высота эта для рассматриваемого случая оказалась равной 720 м.

Грозы. Иногда процессы конденсации водяных паров и выпадения осадков сопровождаются электрическими разрядами в виде молнии и грома. Явления подобного рода называются грозами. Электрические явления, совершающиеся во время грозы, мы рассмотрим ниже в главе об атмосферном электричестве. Осадки во время грозы, достигающие нередко значительной интенсивности, выпадают из грозовых облаков, которые сходны по своему происхождению с кучевыми облаками; но они отличаются значительно большей вертикальной мощностью, достигая иногда пределов тропосферы.

Грозы, в зависимости от условий их образования, делят обычно на две группы:

1) Тепловые грозы. Тепловые грозы обязаны своим происхождением сильному перегреванию нижних слоев атмосферы над континентами в ясную жаркую погоду летом; в этом случае получается значительное падение температуры с высотой; если, кроме того, в воз-

духе содержится большое количество водяных паров, то получаются условия, благоприятные для образования мощных восходящих течений.

Равномерное распределение давления, вследствие отсутствия значительных ветров, создает условия, благоприятные для развития стационарных гроз; в этом случае гроза из очага своего возникновения распространяется более или менее равномерно по всем направлениям. Такие местные летние грозы нередко оказываются весьма интенсивными, сопровождаются сильными электрическими разрядами, значительными, но кратковременными ливнями, а также градом. После них обычно не наблюдается резкого изменения погоды и они могут нередко следовать одна за другой через короткие промежутки времени. Следует отметить, что на образование небольших местных гроз и на направление их распространения могут оказывать значительное влияние рельеф места, а также целый ряд местных условий.

2) вихревые или фронтальные грозы. Эти грозы тесно связаны с циклонами и вообще с барометрическими вихрями. Они обычно образуются на окраинах циклонов, по большей части в характерных изгибах изобар, в так наз. грозовых мешках. К этой категории гроз относятся зимние грозы северной и средней Европы; они обычно сопровождаются изменением погоды и не приурочены к определенной части дня. Вихревые грозы обычно распространяются довольно широким фронтом и могут охватывать весьма значительные пространства. Условия образования вихревых гроз те же, что и шквалов.

Тепловые грозы наблюдаются главным образом в теплое время года и преимущественно в послеполуденные и вечерние часы; обычно они ограничиваются сравнительно небольшой площадью, но нередко оказываются весьма сильными; продолжаются они сравнительно недолго. Вихревые грозы, напротив, охватывают значительные площади; они обычно распространяются в виде обширного грозового фронта, достигающего нередко нескольких сотен км. в длину, перемещаясь обычно со значительной скоростью с запада на восток; далеко впереди грозового фронта, иногда за 100 км. и более, движутся перистые и перисто-слоистые облака, иногда опережающие грозу на 2 часа и более.

При прохождении грозы замечаются характерные изменения в ходе метеорологических элементов. Рис. 174

дает ход элементов перед грозою в Лесном 15 июля 1897 года. На этом рисунке нанесены кривые следующих элементов: Т—температуры, Б—давления, Вл — относительной влажности, Ос — осадков и Гр — запись грозоотметчика в виде вертикальных штрихов, которые в начале грозы, вследствие частых электрических разрядов, сливаются в одну сплошную черную полосу. Грозе по большей части предшествует быстрое повыше-

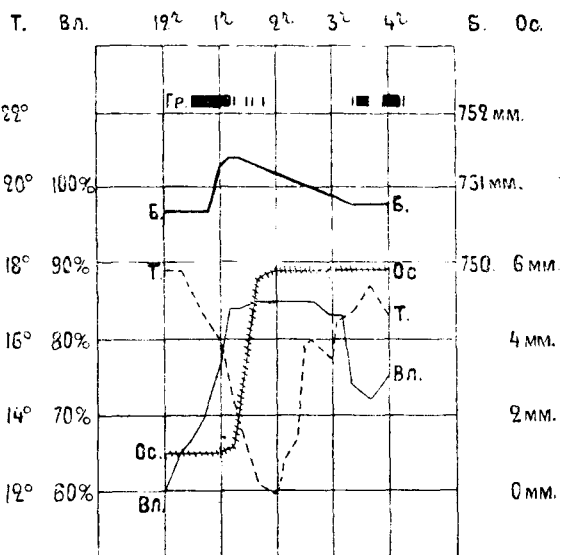


Рис. 174. Ход метеорологических элементов во время грозы.

ние температуры и абсолютной влажности; относительная влажность при этом уменьшается, но значительно медленнее, чем обычно при таком же повышении температуры. С началом грозы все эти элементы испытывают резкий скачек: температура и абсолютная влажность резко падают, относительная влажность быстро начинает повышаться; барометр дает резкое и быстрое повышение на 1—3 мм., после чего начинает снова падать; получается характерная запись давления—так наз. грозовой нос. Ветер перед грозой обыкновенно совершенно стихает, с наступлением же грозы начинает дуть шквалами с большою силою; при прохождении грозы он резко меняет свое направление, иногда на прямо противоположное. Дождь, нередко в виде ливня, также является постоянным спутником грозы, но интенсивность его неодинакова в различных частях площади, охваченной грозой. Все эти изменения элементов погоды тесно связаны с прохождением шквального фронта.

Повторяемость гроз обнаруживает ясно выраженный годовой ход; так, среди континентов, где преобладают тепловые грозы, максимум числа гроз приходится на летние месяцы (июнь и июль); зимою грозы среди континентов почти вовсе не наблюдаются. На островах и на побережьях северной части Атлантического океана, особенно вблизи теплого Гольфштрема, где преобладают вихревые грозы, напротив, максимум числа гроз наблюдается зимою. В тех странах, где летом осадки незначительны, наибольшее число гроз приходится на весну и осень; к таким местам относятся равнины восточного Закавказья и Туркестана; в этих местностях грозы чаще весною, так как зимою температура низка, а летом слишком сухо. Приведем несколько примеров годового хода гроз в СССР.

Годовой ход повторяемости гроз в СССР.

	Максимум	Минимум.	Годовое число гроз.
Берега Белого моря	37 ⁰ / ₁₀ (июль)	1 ⁰ / ₁₀ (окт.-март)	6.2
Запад СССР	26 „	2 „	14.4
Центр { 54°—57° с. ш.	31 „	1 „	13.7
{ 50°—53° „	30 „	1 „	17.2
Юго-Запад	26 „	3 „	23.1
Юг	29 „ (июнь)	3 „	21.0
Северный Кавказ . .	27 „	3 „	26.0

Аналогичные выводы получаются и для суточного хода; наибольшая повторяемость гроз наблюдается над континентами в самые теплые часы суток, т. е. в послеполуденные часы. Так, напр., согласно исследованиям проф. А. В. Клоссовского, имеем для СССР:

Суточный ход повторяемости гроз в СССР.

	Максимум.	Минимум.
Европейская часть СССР	25 ⁰ / ₁₀ (Пд.—3 ч. д.)	3 ⁰ / ₁₀ (Пн.—3 ч. н.)
Кавказ	32 „ (3—6 ч. д.)	1 „ (6—9 ч. у.)
Урал и Сибирь	29 „ (3—6 ч. д.)	2 „ (6—9 ч. у.)

На юго-западе, юге и у Балтийского моря ночные грозы чаще, чем в остальных частях СССР. Более равномерно распределены в течение суток грозы над северной частью Атлантического океана; зимние грозы здесь имеют место преимущественно в ночные часы.

Наиболее часты грозы в тропических странах; по мере увеличения широты, число гроз уменьшается, хотя они могут наблюдаться даже на Шпицбергене под 78° с. ш.; грозы наблюдаются в теплых и влажных странах чаще, чем в холодных и сухих; на материках они чаще, чем над морями; в горах (правда, не особенно высоких) чаще, чем на равнинах. Проф. А. В. Клоссовским дана карта распределения гроз на земной поверхности (рис. 175): в экваториальных частях Америки и Африки, в Индо-Китае и на Зондских островах расположены очаги грозовой деятельности—своего рода грозовой экватор (до 100 и более грозовых дней в году, а в Бютиензорге, на острове Яве, до 170). К северу и к югу грозовая деятельность вообще ослабевает, оставаясь все время в зависимости от распределения температуры, влажности и путей движения циклонов. В поясе повышенного давления и слабых осадков она почти вовсе прекращается, далее к субтропическим широтам она вновь увеличивается, но крайне неравномерно. На берегах Средиземного моря, у западных берегов северной части Атлантического океана, на восточных берегах Черного моря, т. е. в местностях, имеющих высокую температуру и значительную абсолютную влажность, грозовая деятельность обнаруживается с большой силой (от 30 до 50 грозовых дней в году); здесь усилению грозовой деятельности способствуют воздушные течения, приходящие с моря, особенно, если при этом у берегов имеются значительные возвышенности, т. е. условия, благоприятные для развития восходящих течений. Кроме того, грозовая деятельность усиливается в местностях, лежащих вдоль больших путей циклонов, особенно в южной их части, где циклоны проходят своими южными окраинами. Северная граница распространения гроз в Старом Свете достигает значительно более высоких широт (около 70° с. ш.), чем в Новом (60° с. ш.).

Обычно грозы не остаются на месте, но перемещаются по направлению господствующих ветров; в Европе большинство гроз (51%) перемещается с запада или юго-запада на восток или северо-восток. В Европейской части СССР 28% всех гроз движутся с юго-запада, 19% с запада, 16% с юга и $12-13\%$ с северо-запада, реже всего с востока (только 4%); в Сибири 14% с юга, 21% с юго-запада, 20% с запада и 18% с северо-запада; реже всего с востока (только 5%). Для того, чтобы проследить ход грозы, отмечают на картах моменты первого грома, затем соединяют пункты с одновременно наблюдаемыми ударами грома и получают линии, называемые изобронтами. Подобные карты показывают, что грозы перемещаются в Европе в среднем со скоростью $35-45$ км./час. Так, напр., в Норвегии скорость движения гроз составляет 38 км./час, в Финляндии и СССР 41 , во Франции 41 , в Германии 40 , в Италии 37 . В Америке скорость перемещения гроз значительно больше, в среднем для Канады она 54 км./час. Скорость перемещения обнаруживает годовой и суточный ход: зимою она достигает максимума, летом — минимума; так, напр., в СССР максимум 51 км./час в холодное время года и минимум 45 в теплое. Аналогичным оказывается и суточный ход скорости: максимальная скорость имеет место в ночные часы, минимальная — в дневные; согласно исследованиям А. М. Шенрока, максимум скорости в СССР 49 км./час в $9-10$ час. вечера, минимум — 34 км./час в 2 часа дня. Причина малой скорости перемещения гроз в летнее время и

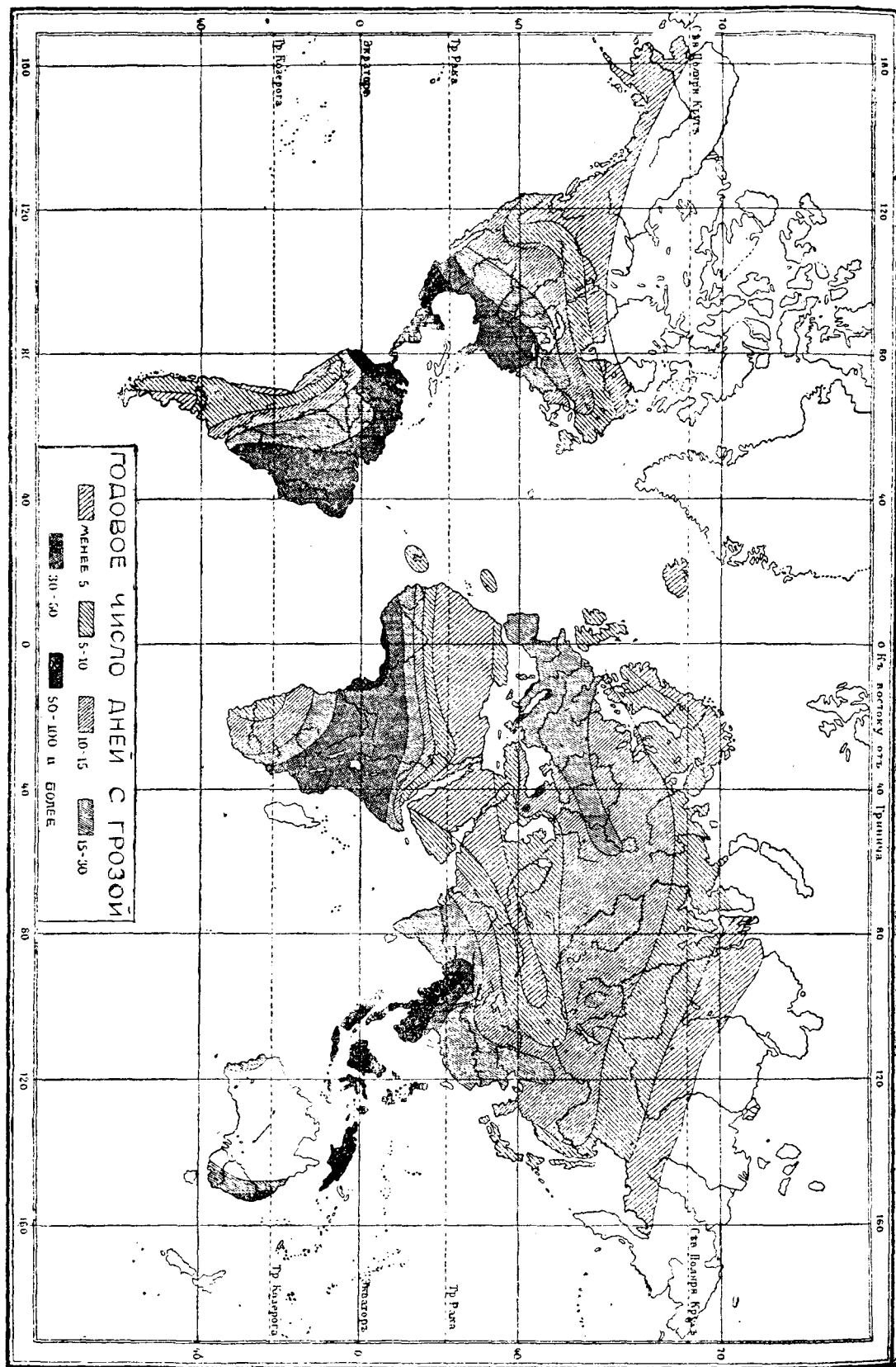


Рис. 175. Карта распределения гроз

в дневные часы в том, что в это время очень часты местные тепловые грозы, перемещающиеся весьма медленно. Продолжительность гроз вообще не велика. Для СССР, согласно исследованиям проф. Клоссовского, 56% всех гроз продолжается не более одного часа, 24% не более 2 часов и только 7% свыше 4 часов.

Клоссовский показал, что грозы Европейской части СССР, связанные с циклонами, чаще всего наблюдаются в юго-восточной части циклона, в промежутке между изобарами в 755 и 760 мм., т. е. на окраинах циклона.

Град и крупа. Грозы иногда сопровождаются градом; при этом электрические разряды в виде молний следуют почти без перерывов друг за другом: однако раскаты грома получаются довольно слабые; повидимому, электрические разряды совершаются между облаками; самые градины нередко оказываются заряженными электричеством и могут даже давать слабое свечение.

По большей части сначала выпадает град, а затем он сменяется дождем, но иногда во время одной и той же грозы град выпадает несколько раз.

Как мы видели выше, грозы могут распространяться широким фронтом; при этом град выпадает обычно узкими полосами, шириною 10—20 км. Динамические условия образования града пока еще не выяснены. Некоторые ученые предполагают, что выпадение града происходит из вихрей с вертикальной осью, причем эти вихри образуются на границе раздела теплых и холодных масс и перемещаются в направлении господствующих ветров. Нередко одна и та же гроза сопровождается двумя, тремя и более полосами. Так, напр., во время сильного града, прошедшего 13 июля 1788 года над Францией и Голландией и вызвавшего большие опустошения, наблюдались две параллельные полосы длиною в 730 и 840 км. и шириною в 9—18 км.; между обоими полосами оставался промежуток шириною в 22 км., на котором вовсе не было града, а шел только сильный дождь. Сильные градобития имели место и у нас в СССР; так, 27 мая 1844 года град охватил площадь в виде неправильного четырехугольника, вершины которого лежали в Тирасполе (Бессарабия), Алешках (Таврич. губ.), Твери и Вендене (Латвия); град шел не сплошной массой, но как бы обходил некоторые местности и разражался над другими.

Скорость перемещения града в среднем равна скорости быстро движущихся гроз. Направление движения совпадает в общем с направлением перемещения гроз. Неровности земной поверхности, даже горные цепи высотой до 2000 м., не оказывают значительного влияния на направление распространения града. Иногда вслед за одним градом, вызвавшим сильное охлаждение нижних слоев воздуха, наблюдается второй и третий град, проходящие по тому же пути. Если в один и тот же день наблюдается несколько случаев града, то пути их по большей части оказываются параллельными или составляют продолжение друг друга.

Неровности почвы, а также другие местные условия, могут оказывать значительное влияние на интенсивность града; один и тот же град, идущий в одном и том же направлении, в разных местах обладает различной интенсивностью.

Град может выпадать почти по всей земной поверхности, начиная от экватора вплоть до полярных кругов и даже далее. Чаще всего, повидимому, он выпадает в средних широтах; град может выпадать даже в открытых океанах. Наиболее интенсивные случаи града наблюдаются в субтропических широтах, особенно если местность подни-

мается над уровнем моря; в Верхней Индии, Месопотамии, Малой Азии, в средних и южных Штатах Северной Америки град иногда достигает чрезвычайно большой интенсивности; град наблюдался даже в Сахаре и в некоторых очень сухих областях Индии. Некоторые места поражаются градом значительно чаще, чем другие, расположенные в непосредственной их близости. Вообще град выпадает чаще в более теплых частях страны, чем в более холодных; места, расположенные впереди гор, поражаются градом чаще, чем горные долины. Круто поднимающиеся склоны гор, а также склоны, защищенные от господствующих ветров, часто страдают от града.

У нас в СССР наиболее подверженные граду местности находятся на Кавказе, в Триалентских горах, в окрестностях Шуши и Кисловодска. Это—теплые и богатые растительностью долины и нижние горные склоны с подветренной стороны гор. Высокая температура и обилие влаги благоприятны для образования гроз и града. На равнине СССР нет мест, подверженных таким градобитиям, как на горах. Однако, некоторые части Киевской, Подольской и Волынской губерний, а также Тамбовской и Пензенской, терпят большие убытки от града, чем другие. Наименее подвержены в СССР градобитиям дальний север, берега Балтийского моря и сухие Арало-Каспийские степи.

Что касается влияния леса на распределение градобитий, то вопрос этот пока остается открытым. Повидимому, влияние леса на образование и распространение града невелико. Принимая во внимание, что более сильно нагревающиеся местности создают условия, благоприятные для интенсивных явлений града, естественно предположить, что лес, умеряя нагревание, ослабляет эти явления. Действительно, наблюдения показывают, что над обширными лесными массивами не выпадает значительного количества града и градины оказываются при этом сравнительно мелкие. Есть исследования, показывающие, что холмы, покрытые лесом, особенно хвойным, защищали подветренную сторону от градобитий.

В Европе повторяемость града вообще уменьшается с запада на восток, вглубь СССР.

Интенсивный град может сопровождаться сильными бедствиями; так, напр., во время града 1 мая 1888 года в округе Морадабад (Индия) было убито 250 человек; после града в Миссури (Америка) 5 сентября 1898 года выпавший град лежал в продолжение 4 недель даже в открытых местах.

Подобно грозе, град выпадает на окраинах циклона, причем, по Клоссовскому, почти 50% всех случаев града приходится на SE—сектор и почти 80% на SE—SW секторы.

Повторяемость выпадения града обнаруживает суточный и годовой ход, сходный с ходом повторяемости гроз; при этом указанные колебания проявляются для града значительно резче. В теплое время года повторяемость града значительно больше, причем максимум повторяемости приходится на конец весны (май), в июне повторяемость несколько уменьшается, а в июле обнаруживается вторичный максимум. Главный максимум весною может быть объяснен тем, что в это время года нижние слои воздуха уже нагреты, верхние же остаются холодными; таким образом весною имеет место особенно быстрое падение температуры с высотой и, следовательно, наиболее благоприятные условия для развития восходящих токов. Суточный ход града обнаруживает максимум в послеполуденные часы; так, напр., для СССР 34% всех случаев приходится на время между полуднем и 3 ч. дня и 32% на последующие 3 часа.

Повидимому повторяемость града так же, как и грозы, обнаруживает зависимость от числа солнечных пятен: в годы с наибольшим числом пятен наблюдается наименьшая повторяемость града и наоборот.

Шкавалы могут также сопровождаться выделением крупы, которая выпадает иногда по несколько раз в день. Крупа особенно часто выпадает весною и поздней осенью.

Местные ветры. Фён. Фён (в сев. Америке чинук) представляет собою очень теплый и сухой местный ветер, дующий с гор. Характерной его особенностью является то, что он дует с вершин, покрытых снегами и ледниками, и все же он оказывается внизу сухим и теплым. Для уяснения происхождения фёна рассмотрим следующий пример: пусть (рис. 176) на пути ветра, насыщенного водяными парами, находится горная цепь высотой, напр., в 3000 м. Массы воздуха поднимаются вдоль склонов и, постепенно охлаждаясь, теряют свою влагу. Если начальная температура воздуха составляла 10° и начальное давление равнялось 760 мм., то восходящая масса должна в этом случае охладиться на каждые 100 м. поднятия не на 1° , как это имеет место для воздуха, ненасыщенного водяными парами, а значительно меньше, так как часть

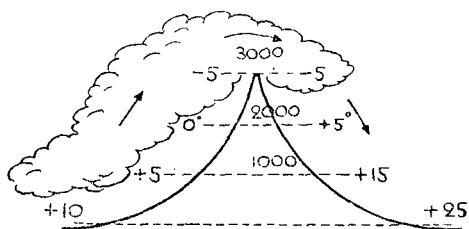


Рис. 176. Образование фёна.

теряемого на расширение воздуха тепла компенсируется выделением тепла, вследствие сгущения водяных паров. На основании таблиц, дающих охлаждение насыщенного парами воздуха при поднятии, находим, что в нашем случае в начале поднятия воздух должен охладиться на 0.54° на каждые 100 м. поднятия. На высоте 3000 м. давление воздуха приблизительно равно 500 мм., а при этом давлении, как показывают таблицы, падение температуры равно 0.46° . С достаточной точностью можно допустить, что среднее падение температуры на всем пути поднятия составит на каждые 100 м. величину, равную $(0.54^{\circ} + 0.46^{\circ}) : 2 = 0.50^{\circ}$. Таким образом при поднятии на 3000 м. массы воздуха охладятся на 15° и они достигнут вершины горной цепи при температуре -5° . При этом большая часть водяных паров стухнет и выделится в виде дождя и снега по склону. Количество водяных паров, содержащихся в м.³ на высоте 3000 м. при -5° , не может превышать 3.41 гр. Достигнув гребня, массы воздуха начинают опускаться вниз; при нисходящем течении воздушные массы нагреваются, сгущение водяных паров происходить не может и поэтому на каждые 100 м. падения наши массы будут нагреваться на 1.0° . Опустившись вниз до прежнего уровня, они должны, очевидно, нагреться на 30° , так как полное падение воздуха составляет 3000 м. Вследствие такого нагревания, окончательная температура воздушного течения должна быть не -5° , а на 30° выше, т. е. температура его будет равна $+25^{\circ}$. Содержание же паров остается без изменения, т. е. 3.41 гр. на м.³; так как насыщенный парами воздух при 25° содержит на каждый м.³. 22.80 гр. водяных паров, то относительная влажность нашего опустившегося

воздуха составит $\frac{0.41}{22.80} \times 100 = 15\%$. Таким образом наши воздушные массы, имевшие до поднятия температуру 10° и относительную влажность 100%, перевалив через гору, приходят вниз по другую сторону

горной цепи при температуре 25° и относительной влажности 15%. Получается теплый и сухой нисходящий горный ветер, который и представляет собою фён. При наших вычислениях мы, для упрощения вопроса, не принимали во внимание расширение и сжатие воздуха при поднятии и опускании, как это, напр., мы делали выше при рассмотрении различных стадий восходящего тока. Полученный таким образом результат не вполне точен, но все же дает понятие о происхождении теплого и сухого ветра, опускающегося с гор.

Явление фёна наблюдается в долинах Альп, Кавказа, Закаспийской области, Пиринеев, южной части Новой Зеландии, в Мексике и проч.

Остановимся на некоторых примерах фёна. Так, проф. А. А. Каминский приводит пример фёна, наблюдавшегося в Гаграх 30 декабря 1906 года:

	Температура			Относит. влажность		
	7	1	9	7	1	9
30 декабря	11.8°	18.8°	23.6°	43%	28%	13%
31 "	9.6	8.0	5.8	76	68	63

т. е. во время фёна получается среди зимы почти летняя температура и сухость воздуха почти такая же, как в пустынях. Точно также проф. Н. В. Фигуровский дает ряд примеров фёна: приведем один из них, наблюдавшийся на Зеленом Мысу около Батума 28 февраля 1915 года:

	7	1	9
Температура	17.6°	20.0°	27.4°
Отн. влажность	92%	87%	24%

Фёны наблюдаются преимущественно зимою, а также в начале весны. В некоторых долинах Альп число дней с фёном доходит до 40—50 в год. Еще чаще фёны в некоторых местах Кавказа; так, в Кутайсе число дней с фёном доходит до 114 в год.

Благодаря фёну в Иннсбруке средняя годовая температура повышается на 0.6°, что соответствует смещению на юг приблизительно на 1° широты. У западных берегов Гренландии нередко наблюдается ветер, дующий из внутренних частей страны и приносящий более высокую температуру; такой ветер явно обладает характером фёна.

Исследования Ханна показали, что фён может образоваться и без восходящего течения вдоль горных склонов. В самом деле, в зимнее время года температура с высотой понижается еще медленнее, чем при адиабатическом поднятии насыщенного парами воздуха, и вверх господствует достаточно высокая температура для образования теплого и сухого ветра. Таким образом для развития фёна достаточно лишь простое опускание воздушных масс из горных долин, расположенных на высоте 2—3 км. Нисходящие течения происходят при этом под влиянием циклонов, проходящих вблизи горной цепи. Действительно, наблюдения показывают, что на северных склонах Альп фёны, дующие с юга, возникают при прохождении Атлантических циклонов на западе и северо-западе; циклоны Средиземного моря дают северные фёны на южной стороне Альп; циклоны в Дэвисовом проливе и Баффиновом заливе дают восточный фён у западных берегов Гренландии.

Бора и мистраль. Бора представляет собою холодный антициклонический ветер, опускающийся из охлажденных мест суши вдоль крутых склонов к теплому морю. Бора известна у северо-восточных берегов Черного моря (вблизи Новороссийска); если на юго-востоке Босфора появляется антициклон, а с запада к Черному морю приближается циклон, то на Черном море дуют вообще сильные северо-

восточные ветры, которые у Новороссийска достигают страшной силы. Усилению боры здесь способствуют топографические условия: ветер дует с хребта, высота которого около 600 м.; воздух над теплым, незамерзающим морем имеет сравнительно высокую температуру, тогда как на северо-восток от него лежат сильно охлажденные нагорья и долины; в этом случае нарушается равновесие и начинается падение холодных масс воздуха; получается как бы воздушный водопад. Бора наблюдается также у берегов Истрии и Далмации. Ветер дует только у самых берегов, иногда сильнейшими порывами; в море он наблюдается сравнительно недалеко от берега; позади хребта он почти не ощущается. Появлению боры предшествуют облака над вершиною хребта, с которого затем он дует. Бора вообще сухой и холодный ветер; во время боры у берегов Адриатического моря температура редко понижается ниже 0°; но в Новороссийске, где суша сильно охлаждается, бора сопровождается сильными морозами; сильный ветер производит большое волнение в море. Приходя в соприкосновение с влажным морским воздухом, холодный воздух нагорий дает в результате сгущение водяных паров в форме ледяных кристалликов, носящихся в воздухе в виде тумана; ледянящий ветер срывает верхушки волн и бросает их на берег. Все преграды, встречающиеся на пути ветра, суда, здания, деревья быстро покрываются ледяной корой; деревья ломаются под тяжестью покрывающего их льда; обмерзшие суда не могут выдержать волнения и бури. Удары ветра даже во время не самых сильных случаев боры достигали в Триесте 50—60 м./сек. Значительная сила ветра во время боры зависит от большой разности температур воздуха над сушею и над теплым морем.

Явление боры представляет собой частный случай вторжения холодных масс: холодный воздух стекает с гор к морю; более теплый морской воздух притекает сверху с моря внутрь суши. Нетрудно видеть, что при таком движении центр тяжести движущихся масс значительно понижается и потенциальная энергия сильно уменьшается. За счет уменьшения этой энергии развивается кинетическая энергия, дающая начало сильным ветрам. Нисходящее движение холодных масс можно сравнить с водопадом; вследствие того, что холодные массы воздуха несут значительные запасы снега, интенсивность бури еще более повышается. Воздух при опускании с гор во время боры нагревается так же, как и во время фёна; но горы, с которых спускается бора, сравнительно низки (400—600 м.), нагревание при опускании воздуха невелико и ветер остается все же сильно охлажденным.

В долинах, если они выходят к теплему морю, нередко в ночное время можно наблюдать нисходящие ветры, подобные боре, но сила ветра здесь значительно меньше; еще более сходны с борою ветры, дующие местами с ледников и снеговых вершин; они дуют обычно днем, когда температура воздуха над снегом и льдом близка к 0°, тогда как внизу над нагретыми солнцем скалами воздух значительно теплее.

Большое сходство с борою имеет весьма сильный ветер, дующий на Байкале, так. наз. сарма. Сарма дует с горного хребта высотой около 1200 м. со скоростью до 40 м./сек. и больше; ветер этот поднимает целые тучи водяных брызг с водной поверхности; последние быстро замерзают и покрывают толстым ледяным слоем встречающиеся на пути предметы.

Подобно боре образуется мистраль, дующий во Франции в Провансе и у французских берегов Средиземного моря (от устьев Эбро до Генуэзского залива). Мистраль обычно развивается в том случае, когда над западной и средней частью Франции располагается

область высокого давления, сопровождаемая зимою низкой температурой; в то же время у теплого Лионского залива почти всегда зимою имеет место барометрический минимум. При таких условиях на юге Франции, на окраине антициклона развиваются северные и северо-западные ветры, весьма холодные и сухие. Спускаясь вниз у берегов Средиземного моря, мистраль получает характер боры. Барометрический минимум над западной частью Средиземного моря или быстрое повышение давления после выпадения снега над плато центральной Франции значительно усиливают мистраль, доводя силу его до урагана. Чаще всего наблюдается мистраль в Лангедоке и Провансе (особенно в Авиньоне); когда дует мистраль, небо почти всегда ясное и голубое, воздух очень сухой, и получается очень резкий контраст между солнечным припеком и сильным холодом ветра; в долине Роны мистраль дует почти через каждые два дня.

Много общего с мистралем имеет бакинский н о р д; это — сильный северный ветер, сравнительно холодный и сухой; иногда он достигает скорости в 20 и даже 40 м./сек.; наблюдается норд как летом, так и зимою.

Другие местные ветры. В то время, как под влиянием барометрического минимума у французских берегов Средиземного моря наблюдается мистраль, часто одновременно у берегов Италии и Далмации дует влажный и теплый сирокко и получается удивительная разница температур в южной Европе. Так, напр., 21 XII 1886 года барометрический минимум в 750 мм. был расположен над Верхней Италией; во Франции дул NW мистраль при температурах: Тулон—1° Периньян 3°; в Италии же дул сирокко при температурах: Рим и Неаполь 15°, Пола и Триест 15—16°; одновременно в западной и северной Германии были снежные бури. Сирокко представляет собою необыкновенно теплый, южный ветер, влажный, сопровождающийся значительной облачностью и дождем. Сирокко дует обыкновенно в юго-восточной части циклона, перемещающегося на восток вдоль Средиземного моря; благодаря орографическим условиям, он может в некоторых местах значительно усиливаться и переходить в настоящий фён. Сирокко наблюдается особенно часто зимою, во время дождливого периода, в области Средиземного моря.

В Далмации сирокко дует у берегов Адриатического моря; он отличается здесь не только высокой температурой, но и большой влажностью. Напротив, в Испании (левеш), в Алжире (самум), в Египте (шамсин), в Аравии, Палестине, Месопотамии (сирокко) аналогичные ветры поднимают тяжелые облака пыли и песку, ослепляющие людей и животных; они наносят также огромный вред растениям, особенно во время цветения; листья сохнут и свертываются. Таковы же происхождение и характер суховея юга и востока СССР. Особенной силою отличаются они в пустынях; температура поднимается при этом до 50° в тени и даже выше, горизонт окутан туманом, небо серое, солнце не бросает тени, атмосфера пропитана раскаленным песком и принимает как бы красноватый оттенок. Во время господства этих ветров дыхание затруднено, рот сохнет, чувствуется нестерпимая жажда. Число дней в году с шамсином составляет в Каире в среднем около 11, в Александрии 20.

Остановимся на снежных метелях; они образуются повсюду, где имеется снежный покров и где ветер достигает силы 20 м./сек.; ветры во время снежных метелей далеко не всегда очень холодны; в европейской части СССР и в западной Сибири метели (вьюга, буран) бывают чаще при южных ветрах; напротив, на побережьях восточной

Сибири (пурга) и в северной Америке по Миссури и Миссисипи (близзарды) снежные метели бывают при очень холодных ветрах. Леса сильно ослабляют ветер в нижних его слоях, так что в лесистых странах метели бывают только на открытых местах (над озерами и большими реками); вследствие этого метели весьма редки в северной Сибири в области тайги, но там же в безлесной тундре они часты и опасны.

Смерчи и торнадо. Как мы видели (рис. 173), во время шквалов и гроз обычно образуются вихри с горизонтальной осью; иногда, при благоприятных условиях, они резко выражены и дают начало смерчам; смерчи сравнительно редко наблюдаются у нас; но они очень часто появляются в некоторых частях северной Америки и называются там торнадо. В общих чертах картина смерча такова:

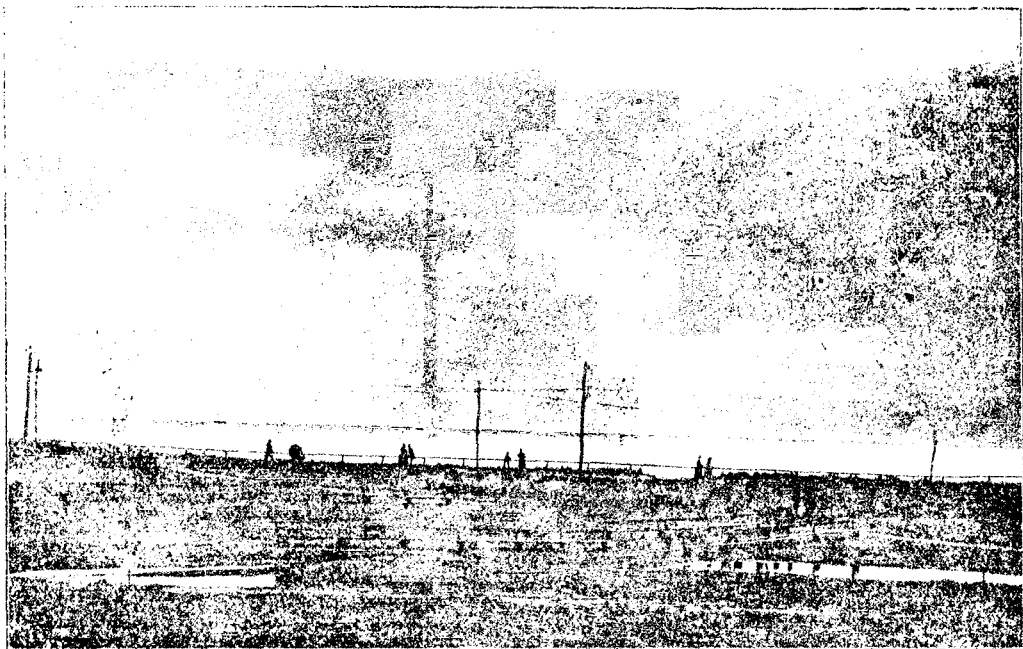


Рис. 177. Смерчь.

из темной и низкой тучи, сходной с грозовой, как бы опускается огромная облачная воронка, напоминающая собой хобот гигантского слона; навстречу ему из моря поднимается крутящийся столб водяной пыли и брызг, а над сушей столбы пыли. Образовавшийся таким образом смерчь имеет вид облачного, водяного столба; рис. 177 представляет собою внешний вид такого смерча. Облачный столб перемещается вместе с облаком, из которого он образовался, со значительной скоростью. Размеры его невелики; судя по фотографическим снимкам, сделанным с определенного расстояния, размеры смерчей оказались следующие: высота составляет от нескольких сотен до 1000 м., горизонтальный диаметр около 100 м.; море внизу на пространстве диаметром в 30—100 м. сильно волнуется и как бы кипит; над поверхностью воды поднимаются столбы высотой 4—8 м., окруженные водяной пылью. На суше смерчи достигают несколько больших горизонтальных размеров, доходя до 300 м. и более. Подобно грозам, большинство смерчей и торнадо перемещаются в направлении на Е, ЕNE или NE. Путь,

проходимый ими, колеблется от немногих сотен метров до 400 км.; чаще всего он составляет 1—10 км. Скорость их перемещения в среднем порядка 30—40 км./час; таким образом все тело вихря проходит через какое-нибудь место и производит свое разрушительное действие иногда в течение одной минуты и даже меньше. Продолжительность жизни смерча колеблется от нескольких секунд до 3—4 часов. Смерчи образуются главным образом весной и в начале лета и при том главным образом в послеполуденные часы. Вообще годовой и суточный ход повторяемости смерчей весьма сходен с таковым для гроз и особенно для града. Это говорит за то, что все эти явления родственны между собою и отличаются лишь степенью развития совершающихся здесь процессов. Следует наконец отметить, что смерчи и торнадо обычно появляются группами; нередко вскоре после исчезновения одного смерча появляется недалеко от него второй. Так, напр., 19 марта 1925 года после полудня наблюдалось 7 различных торнадо, а 19 февраля 1884 года даже 44.

В смерче происходят очень быстрые вращательные движения, причем в северном полушарии они совершаются в направлении, противоположном часовой стрелке; скорость вращательного движения

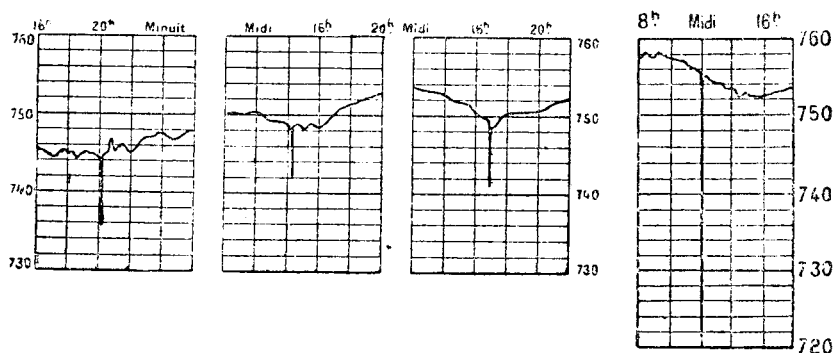


Рис. 178. Барограммы при смерчах.

достигает вблизи центра смерча 40—50 м./сек., иногда же доходит до 100 м./сек.; по мере удаления от центра, скорость вращения быстро уменьшается. При таких громадных скоростях разрушительная сила смерча чрезвычайно велика; он разрушает все на своем пути; деревья вырываются с корнем, срываются крыши домов, иногда совершенно разрушаются солидные каменные здания и части их разбрасываются на громадные расстояния. Так, напр., во время торнадо 18 марта 1925 года погибло 792 человека и нанесено убытков на 18 миллионов долларов; около 3000 человек было ранено; главный путь этого торнадо имел 350 км. длины и 1.6 км. ширины. Весьма характерно, что при прохождении смерча, даже на близком от него расстоянии, ветер имеет такую же скорость, какая была и до его появления; иногда смерч пронесется через местность, все разрушая на своем пути, и в то же время на расстоянии всего лишь нескольких десятков метров от него господствует совершенно спокойная погода. Как указано, в некоторых местах северной Америки смерчи (торнадо) очень часты; в таких местностях жители устраивают специальные погреба, в которые прячутся при приближении торнадо. Записи барографов показывают, что прохождение смерчей сопровождается чрезвычайно резким и быстрым сначала падением, затем повышением давления. Рис. 178 дает нам четыре примера записей барометра во время смерчей: 20 октября

1894 года в Литтл-Рок в Арканзасе (северная Америка), 10 сентября 1896 года в Париже, 18 июня 1897 года в Асньере вблизи Парижа и 17 ноября 1893 года в Бизерте (Тунис); падение барометра при этом выражалось для этих 4 случаев следующими числами: 8 мм., 6 мм., 9.5 мм. и 33.5 мм. Таким образом в Париже во время смерча 10 сентября 1896 года падение барометра было 6 мм.; в то же время в другой части Парижа на расстоянии 160 м. изменение давления составляло 2 мм., а на расстоянии 3500 м. барограф не дал никаких колебаний. Во всех приведенных случаях едва ли смерч прошел своим центром через указанные места; несомненно в центре смерча понижение давления должно быть еще значительнее.

Что касается происхождения смерчей и торнадо, то они представляют собою атмосферные вихри, образующиеся, как шквалы и грозы, преимущественно на окраинах циклонов в V-образных изгибах изобар; здесь, как мы видели, расположены в непосредственном соседстве теплые и холодные воздушные течения, имеющие различные направления движения; здесь на границе их раздела при благоприятных условиях могут образоваться вихревые замкнутые движения и мощные восходящие токи, снабжающие эти вихревые движения запасами кинетической энергии. Развившийся таким образом в средних слоях атмосферы вихрь постепенно распространяется до земли; при этом поперечное сечение его постепенно суживается. Согласно математической теории вихрей, угловая скорость вращения должна быть обратно пропорциональна площади поперечного сечения вихря. Вследствие этого, в постепенно суживающемся вихре должны развиваться колоссальные скорости ветра, наблюдающиеся у поверхности земли. Под влиянием такой огромной скорости вращения вихря должна развиваться центробежная сила и воздушные массы должны растекаться от центра; в результате в центре вихря должно получаться пониженное давление, что и наблюдается на самом деле. Наблюдения показывают, что на море в сильно развитом смерче вода может подниматься вверх сплошным столбом до высоты 6 м.; если припомнить, что атмосферному давлению соответствует столб воды высотой в 10 м., то ясно, что в центре вихря давление воздуха должно быть чрезвычайно понижено; действительно, наблюдения показывают, что после прохождения смерча в уцелевших зданиях все стекла оказываются выдавленными наружу.

Разрежение воздуха внутри смерча должно сопровождаться значительным понижением температуры, а также конденсацией водяных паров, содержащихся в воздухе. Этим объясняется то обстоятельство, что спускающийся к земле вихрь имеет вид облачного цилиндра. Рыбные и каменные дожди, сопровождающие иногда прохождение смерча и вызывавшие невыразимый ужас у обывателей, объясняются следующим образом: вода, поднимающаяся из моря в виде столба в несколько метров высоты, подхватывается стремительным вращением воздуха, разбрызгивается, и отдельные брызги вместе со всем содержимым в воде могут быть увлечены восходящими течениями внутрь тучи и выпасть оттуда на значительном расстоянии от моря.

Теория объясняет наконец и следующую характерную особенность смерчей: громадные вращения, происходящие внутри смерча, ограничиваются лишь самым телом смерча, и уже на незначительном расстоянии от вихря движение воздушных масс остается вовсе ненарушенным; это вполне согласуется с законами механики: вихрь своим вращательным движением не оказывает никакого влияния на массы жидкости, находящиеся даже на самом небольшом расстоянии от вихря.

Некоторое сходство со смерчами имеют пыльные и песчаные вихри пустынь и степей; возникают они в ясную погоду, когда почва и прилежащие к ней слои воздуха сильно нагреваются и равновесие в вертикальном направлении нарушается; при этом образуются восходящие токи, давление в центре понижается, соседние массы воздуха притекают со всех сторон к центру пониженного давления; под влиянием отклоняющей силы вращения земли эти массы приходят во вращение и образуют вихрь, достигающий иногда высоты в 1000 м. Пыльные вихри не производят сильных опустошений; сгущения водяных паров в них не происходит; они быстро затухают, как только достигнут мест, покрытых растительностью, или влажных.

ГЛАВА XVII.

Погода и ее предсказание.

Понятие о погоде. Погода представляет собою совокупность всех метеорологических явлений, происходящих в данном пункте или районе в определенный момент времени; она характеризуется определенными значениями всех метеорологических элементов в данный момент; практически погода определяется значениями температуры, атмосферного давления, направления и скорости ветра, осадками и облачностью. Карта погоды для определенного срока дает нам действительное состояние атмосферы за данный момент для известной части земной поверхности. Иногда говорят о погоде определенного дня; в этом случае погода характеризуется не только средними значениями указанных выше метеорологических элементов, но и их изменчивостью в течение данного времени. Для более длительного промежутка времени, напр., для месяца или года совокупность средних значений метеорологических элементов за этот промежуток дает лишь общую метеорологическую характеристику погоды; такая совокупность средних значений уже не дает нам картину погоды в точном смысле этого слова, так как она не характеризует состояния атмосферы в данный момент.

В тропических странах смена погоды происходит в течение дня с большой правильностью; вихри, сопровождающиеся неперiodическими возмущениями погоды, здесь или вовсе отсутствуют или происходят очень редко; вследствие этого погода в тропических странах для определенного времени года отличается большим постоянством и правильностью.

Иначе обстоит дело в средних и высоких широтах: неперiodические изменения и возмущения в погоде, вызываемые постоянно проходящими атмосферными вихрями, сопровождаются значительными отклонениями погоды от среднего состояния то в одну, то в другую сторону; погода здесь отличается вообще большой изменчивостью и непостоянством. Однако, в некоторых местах в средних и высоких широтах имеются устойчивые типы погоды, именно там, где в течение длительного времени сохраняются стационарные области повышенного или пониженного давления; эти барические области на долгое время кладут определенный отпечаток на ход всей погоды. Примерами такой устойчивой погоды может служить восточная часть азиатского материка, где в течение большей части зимы держится область повышенного давления, создающая устойчивый антициклонический тип. Значительным постоянством отличается также погода в летнее время в

Туркестане под влиянием устойчивой области пониженного давления. Погода отличается постоянством также и в областях, охватываемых индийскими муссонами; смена погоды происходит в этих местах лишь в переходные периоды, при смене одной системы муссонов противоположной.

Состояние вопроса о предсказании погоды. До середины прошлого столетия в науке господствовали идеи Дове, согласно которым все изменения погоды в средних широтах являются результатами борьбы полярных и экваториальных воздушных течений и лишь изредка изменения погоды происходят под влиянием проникающих сюда тропических вихрей; согласно воззрениям Дове, эти два течения (северо-восточный полярный ветер, несущий холодные и сухие воздушные массы, и юго-западный экваториальный ветер, несущий тепло и влагу) являются решающими для того или другого типа погоды. Однако, уже в середине прошлого столетия идеи Дове должны были уступить место новым воззрениям. Решительный удар старой теории был нанесен исследованиями Леверрье после Балаклавской бури, опустошившей 14 ноября 1854 года во время Крымской кампании лагерь и флот французов и англичан. Изучение этой бури показало, что она действовала в виде сильного циклона 11 ноября на юге Франции, а затем, постепенно перемещаясь на юго-восток, достигла через три дня берегов Крыма. Исследования Леверрье показали, что если бы метеорологические наблюдения, производящиеся сетью метеорологических станций, своевременно сообщались в центральное метеорологическое учреждение, то на основании таких сведений можно было бы заранее предсказать эту бурю. Указанные исследования Леверрье послужили толчком для развития системы одновременных наблюдений и изучения одновременного состояния погоды на возможно большей площади земной поверхности, что составляет основу современной синоптической метеорологии. С этого времени во Франции и несколько позже в других европейских странах была введена ежедневная телеграфная служба погоды, в основу которой было положено составление и изучение ежедневных синоптических карт погоды. Как мы видели выше, карты погоды показали, что в умеренных широтах постоянно образуются и перемещаются области барометрических минимумов и максимумов, циклоны и антициклоны и что погода в самых разнообразных своих проявлениях связана с этими областями давления. Эти положения послужили основой нового метода предсказания погоды. Новый метод, исходной точкой которого являлось не распределение воздушных течений, а распределение давления, в короткое время дал значительный толчок развитию дела предсказания погоды и способствовал значительному прогрессу в этой области.

Однако, после крупных успехов, имевших место в первое время применения его, наступило затишье. Синоптический метод, ограничившийся лишь односторонним изучением распределения давления, с начала настоящего столетия начинает встречать все более и более критическое отношение. Раньше всего обнаружилось оно в Америке; так, Биджелоу, на основании американских наблюдений, пришел к выводу, что циклонические и антициклонические вихри являются следствием наличия мощных воздушных течений, имеющих различное направление и температуру. Таким образом снова выступают на первый план противуположные воздушные течения, игравшие главную роль в старой теории Дове. То же направление обнаруживается и в работах Шоу, показавшего, какое важное значение для погоды в Европе имеют противуположно направленные воздушные течения. Наконец, норвежская

школа метеорологов, во главе с Бьеркнесом, сделала решительный шаг в деле освобождения практической метеорологии от исключительной зависимости ее от типов распределения давления; эта школа снова выдвигает на первый план в деле предсказания погоды распределение воздушных течений в атмосфере. Значительная заслуга в этом новом направлении принадлежит также и венским метеорологам.

Последняя мировая война так же, как и Крымская кампания, дала новый толчок дальнейшему развитию службы погоды. Во время войны сильно разрослась сеть аэрологических станций; кроме того, во время войны значительное применение в службе погоды нашло себе беспроводное телеграфирование; таким образом в конце войны и по окончании ее передача метеорологических сведений перешла почти исключительно на беспроводный телеграф. В результате была достигнута не только большая быстрота передачи метеорологических наблюдений, но и расширение сети аэрологических станций, дающих наблюдения. Все это привело к значительному усовершенствованию дела предсказания погоды за последнее десятилетие.

Предсказание погоды на короткий срок. Краткосрочные предсказания даются обычно на срок не более 48 часов; в последние годы английская служба погоды дает предсказания на 3 дня вперед. Обычно предсказания погоды делаются на основании синоптических карт погоды, содержащих подробные сведения о состоянии атмосферы в данный момент. На таких картах почти постоянно вырисовываются циклоны и антициклоны, а также вторичные барические области. Зная направление и скорость, с какою должны перемещаться барические области, а также состояние погоды в каждой части подобной области, можно судить о предстоящей погоде. Однако предсказания эти не абсолютно точны, они лишь более или менее вероятны. В самом деле, нам известны, на основании статистических исследований, лишь средние условия, господствующие в различных частях барических областей; в отдельных случаях возможны более или менее значительные отклонения от этого среднего состояния, в зависимости от тех или иных индивидуальных особенностей, часто мало уловимых, отличающих, напр., один циклон от другого. Кроме того, надо иметь в виду, что циклоны и антициклоны со всеми характерными особенностями погоды, воспроизведенные на синоптической карте, могут в течение суток сильно видоизменяться; они могут ослабевать или углубляться, могут делиться на части, или несколько самостоятельных циклонов могут сливаться в один общий циклон; наконец, из циклона могут выделяться вторичные, более мелкие циклоны, двигающиеся, подобно спутникам, совместно с основным циклоном. На метеорологе, дающем предсказание погоды, лежит весьма трудная задача: он должен предвидеть все эти изменения. Выше мы видели, что пути, по которым перемещаются циклоны и антициклоны, очень сложны и изменчивы, особенно у нас в Европе: скорость их перемещения также может изменяться в самых широких пределах. Средние направления и скорости перемещения этих вихрей, основанные на статистических исследованиях, еще менее пригодны для предсказания погоды, чем средние данные о состоянии погоды в различных частях вихрей. В виду этого, выработан целый ряд правил, по большей части чисто эмпирического характера, позволяющих судить о перемещении вихря в каждом отдельном случае и о возможных его изменениях.

При таких условиях предсказания погоды не могут быть абсолютно точными; они представляют собою лишь предостережения об обнаруженных вихрях, вероятное приближение которых может изме-

нять погоду в том или ином направлении. Нетрудно видеть, что правильное предсказание погоды представляет крайне трудную задачу при современном состоянии науки. Правда, число правил, позволяющих судить об изменениях, которые следует ожидать в приближающихся к данному месту областях давления, а также правил, касающихся перемещения этих областей, все более и более увеличивается; дело предсказания погоды таким образом все более совершенствуется и освобождается от чисто личного, индивидуального произвола лиц, дающих предсказания. Однако, недостатком современного метода предсказания погоды все же остается то, что он основан на чисто эмпирических правилах, а не на физико-механических законах.

В последние два десятилетия, благодаря развитию теоретической метеорологии, имеются попытки дать законы, позволяющие вполне объективно судить о предстоящих изменениях погоды. Особенно ценны в этом направлении работы Бьеркнеса и его учеников; они поставили своей задачей создать прочный научный фундамент для предсказания погоды, основанный на точных законах гидродинамики и термодинамики. Можно принять, что состояние атмосферы определяется направлением и скоростью ветра, атмосферным давлением, температурой, плотностью воздуха и влажностью; для вычисления этих семи переменных (направление и скорость ветра содержит в себе 3 переменных, напр., три слагающих ветра по трем взаимно перпендикулярным осям координат) требуется семь уравнений; правда, указанные семь уравнений составить нетрудно, используя для этого три основных уравнения гидродинамики, одно уравнение непрерывности, одно уравнение состояния газа и два уравнения из двух основных начал термодинамики. Таким образом теоретически задача может быть разрешена; помощью этих уравнений на основании значений метеорологических элементов для данного момента можно вычислить значения их для некоторого последующего момента. Однако, на практике пока имеются значительные затруднения при самом решении уравнений, а также вследствие того, что наблюдения наши не дают нам с достаточной точностью переменных величин и некоторых коэффициентов, входящих в эти уравнения. Так, напр., нам совершенно неизвестна из непосредственных наблюдений величина вертикальной составляющей скорости ветра, ее мы можем получить только приближенно из вычислений. Точно также и другие величины, как, напр., коэффициент трения, количество тепла, содержащегося в воздухе, не могут быть определены достаточно точно. Таким образом точный, строго научный метод предсказания погоды при современном состоянии метеорологии может быть применяем лишь с весьма большими ограничениями. Тем не менее норвежским метеорологам в некоторых случаях удавалось вычислять за 12 часов вперед распределение ветра.

Таким образом практическая метеорология должна довольствоваться пока указанными выше эмпирическими правилами. Однако, новый метод, в основе которого лежат типы распределения воздушных течений, все более развивается; постепенно он устанавливает все более и более тесную связь практической метеорологии с физикой и особенно с гидродинамикой и термодинамикой; служба погоды все более и более опирается на теоретическую метеорологию; правила, которыми она пользуется, получают все большее научное обоснование и постепенно уточняются.

В деле совершенствования предсказаний погоды значительную роль играет также все шире и шире применяющаяся передача метеорологических наблюдений помощью радиотелеграфа не только станциями на

суше, но и с кораблей. В настоящее время каждое государство посылает (в определенное время дня) сводку своих наблюдений помощью искрового телеграфа; за время с 8 ч. 30 м. до 10 ч. 30 м. утра, т. е. за два часа, подаются радиосводки 16 государств, содержащие наблюдения приблизительно с 250 метеорологических станций всей Европы и, кроме того, наблюдения над ветром в более высоких слоях атмосферы и наблюдения с судов; несколько позже, в 12-м часу, получают данные северо-американских станций (32 станции) и из Греции (15 станций). Наша русская сводка подается в 10 ч. 15 м. утра из Детского Села и содержит наблюдения с 50 станций и, кроме того, наблюдения над ветром в более высоких слоях атмосферы. Таким образом к 12 часам дня каждое государство располагает сведениями почти с 300 станций, расположенных по всему умеренному поясу северного полушария. Передаваемый материал дает возможность получить точную карту состояния атмосферы на значительной части земной поверхности. Также обстоит дело и в отношении дневных и вечерних наблюдений. Наконец рано утром даются сводки ночных наблюдений, производящихся в последнее время в разных странах Европы в 2 часа ночи. Метеорологические телеграммы составляются помощью особых цифровых шифров; они содержат данные о давлении воздуха, направлении и скорости ветра, температуре, относительной влажности, облачности, о форме и высоте облаков, о количестве осадков и их характере, изменении давления, а также сведения о самых различных особенностях погоды.

Кроме обычных карт погоды, в настоящее время строят еще вспомогательные карты, проводя изотермы, изогигиеты (линии равных количеств осадков), изаллобары. Кроме того, проводят также линии воздушных токов; карты эти являются весьма важным пособием при предсказании погоды.

Следует упомянуть, что, кроме синоптического метода иногда для предсказания погоды для отдельных мест или ограниченных областей применяется также и статистический метод. В этом отношении заслуживают внимания работы Кальтенбруннера, Рольфа и др. Кальтенбруннер в основу своего метода положил следующий принцип: под влиянием одинаковых факторов погоды получается в последующем обычно одинаковая погода. Если поэтому использовать многолетние метеорологические наблюдения на какой-нибудь станции, то, выбрав некоторые основные факторы погоды, можно изучить, на основании этих наблюдений, какая получается погода в результате совместного действия указанных факторов при различной степени их интенсивности. За главные факторы погоды Кальтенбруннер принимает облачность, направление ветра, атмосферное давление и изменение последнего в предшествующие часы, напр., за 12 часов. В результате для любого места можно составить таблицу с целым рядом подразделений и условных обозначений, на основании которой и можно судить о характере предстоящей погоды на ближайший день. Такая таблица, составленная Шнейдером для Вены, дает 82% удачных предсказаний в отношении облачности и 76% в отношении осадков. Аналогичный метод был применен Рольфом в Швеции для предсказания летних осадков. Описанный метод является, по мнению Дефанта, весьма полезным дополнением к обычным синоптическим методам предсказания погоды.

Некоторые правила, применяемые при предсказании погоды на короткий срок. Как указано было выше, существует значительное число правил, применяемых при предсказании погоды. Некоторые из этих правил, касающиеся главным образом направления перемещения циклонов, рассмотрены нами выше. Здесь мы остановимся на некоторых

из них с тем, чтобы хотя отчасти характеризовать современное состояние вопроса предсказания погоды и трудности, встречаемые при этом.

Следуя французскому метеорологу Бальди, все эти правила мы можем разбить на четыре группы: 1) правила, основанные на барометрическом давлении, 2) на температуре воздуха, 3) на направлении и скорости ветра и 4) на других метеорологических элементах. Рассмотрим примеры для каждой группы правил.

Правила, основанные на давлении. Обратимся к правилам 1-ой группы. Исследования Лэя показали, что циклоны имеют тенденцию перемещаться в направлении, перпендикулярном направлению наибольшего градиента давления (рис. 179) и при том вправо. Это правило применимо при градиентах, направленных на W, NW, N, NE и E, т. е. в тех случаях, когда изобары расположены наиболее тесно в южной половине циклона. Если же изобары наиболее сближены в NW, N или NE части циклона, то в этом случае, согласно нашему правилу, движение должно было бы совершаться на SW, W или NW; на деле же оказывается, что циклон движется в ином направлении или остается на месте.

Если вблизи циклона имеется антициклон, то циклон обладает тенденцией поворачиваться вокруг антициклона в направлении часовой стрелки. Примером может служить перемещение одного из циклонов в ноябре 1872 года: 12 ноября максимум давления, превосходивший 780 мм., расположился своим центром над Лапландией, а над Венгрией в это же время имел место циклон (745 мм.); 15 ноября максимум находился над Финляндией, а минимум переместился на WNW, т. е. в аномальном направлении и наблюдался над Голландией.

Однако и это правило надо применять с большою осторожностью. Иногда индивидуальные особенности циклона и антициклона направляют циклон по совершенно иной траектории. В этом отношении весьма интересен следующий пример, приводимый Бальди: иногда в антициклонах имеют место области, в которых изобары значительно удалены друг от друга; в таких областях градиенты давления почти отсутствуют и господствует затишье; если по соседству имеется при этом циклон, то он может внедриться в эту область и разрушить ее. Так, напр., 17 сентября 1916 года (рис. 180) на севере Англии появился циклон (755 мм.); в то же время на северо-западе Франции имел место антициклон (770 мм.); между изобарами 770 и 765 мм. лежала область без градиента; а priori следовало бы предположить, что депрессия будет гибнуть антициклон с W на E (согласно предыдущему правилу); однако, благодаря наличию зоны без градиента, циклон направился на юг, разрушив при этом область высокого давления; 19 сентября циклон значительно сместился на юг (рис. 181) и распространился на всю западную Европу; в то же время антициклон исчез вовсе.

Что касается скорости перемещения циклонов, то не всегда можно судить о предстоящей скорости по перемещению их за предыдущее время; в этом отношении на помощь является следующее правило: постепенно восполняющийся и затухающий циклон перемещается ме-

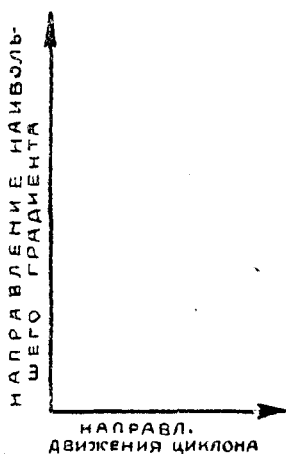


Рис. 179. Направление перемещения циклона.

дленнее, чем циклон, который постепенно углубляется; циклон, в центре которого давление остается неизменным, движется еще медленнее, чем восполняющийся циклон. Это правило можно использовать и следующим образом: если скорость циклона увеличивается, то циклон стремится углубиться.

Большое значение для предстоящих изменений давления имеет направление изобар в более высоких слоях атмосферы. Если изобары от поверхности земли до значительных высот сохраняют одно и то же направление, то давление должно сохраниться постоянным. Это правило выведено на основании теоретических соображений; для практических целей его можно заменить следующим: если направление ветра, согласно аэрологическим наблюдениям, не изменяется до больших высот и если это имеет место для значительной площади, то отсюда можно сделать вывод, что давление имеет тенденцию не изменяться или изменяться медленно.

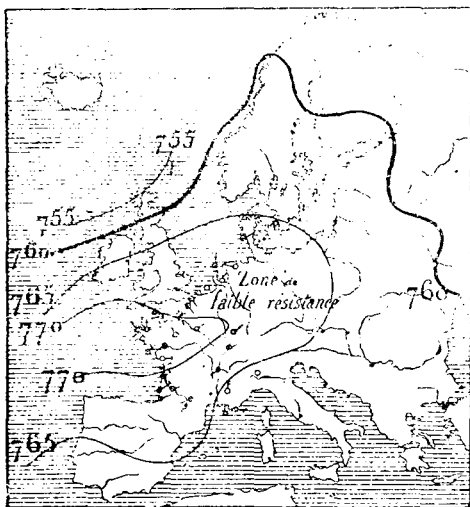


Рис. 180. Карта погоды 16 сент. 1916 г.

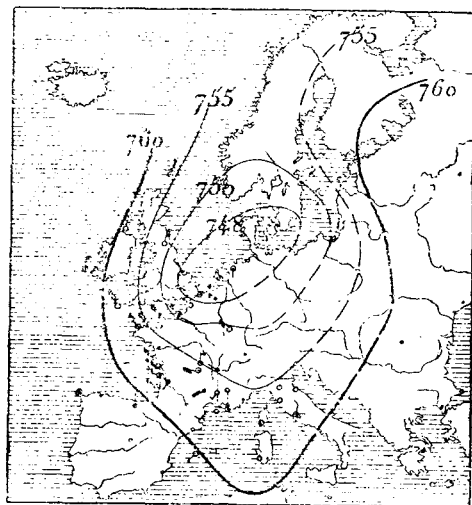


Рис. 181. Карта погоды 19 сент. 1916 г.

Напротив того, если направление изобар и ветра с высотой изменяется, то должно изменяться и давление; при этом можно установить следующее правило: если ветер с высотой поворачивает влево, то можно ожидать повышения давления; если же он поворачивает вправо, то следует ожидать понижения давления. Приведенное правило применимо в полной мере в том случае, когда поворот ветра на всех высотах осуществляется в одном и том же направлении. Допустим, что ветер поворачивается влево в слое атмосферы определенной толщины, а затем в следующем слое вправо. В конечном результате, так как первый слой вызывает повышение, а второй — понижение давления, давление, в зависимости от толщины этих слоев, может или повышаться или понижаться или, наконец, оставаться постоянным. Таким образом для использования этого правила требуются аэрологические наблюдения. С успехом оно может применяться на практике в тех случаях, когда ожидается окончание длительного периода антициклонической погоды. Если оказывается, что ветер, который все время оставался в среднем на всех высотах восточным, быстро поворачивается в данный момент, начиная с некоторой высоты, вправо, напр., меняется на SW

и даже W, то следует ожидать в ближайшее время понижения давления и при том нередко очень резкого.

Большое значение в деле предсказания погоды имеет изучение движения областей повышающегося или понижающегося давления, т. е. изаллобар (см. выше стр. 390). Исследования показывают, что они перемещаются по траекториям, значительно более простым, чем циклоны и антициклоны; их траектории часто оказываются прямолинейными; в общем они дают движение с W на E. Эта особенность траекторий их перемещения очень ценна при использовании их для предсказания погоды. Большое преимущество их также в том, что скорость перемещения этих областей нередко больше, чем скорость перемещения циклонов и антициклонов. Если область понижающегося давления встречает стационарный антициклон, то она поворачивается вокруг него в направлении часовой стрелки. Та же область понижающегося давления при встрече с областью стационарного циклона поворачивается в направлении, противоположном часовой стрелке. При этом период полного оборота области понижающегося давления часто составляет два дня.

Как мы видели выше, изаллобарические области, обнаруживающиеся на синоптических картах, могут быть двоякого происхождения. Одни из них происходят вследствие тех или других процессов в нижних слоях и охватывают сравнительно небольшую часть атмосферы. Другие образуются вследствие значительных возмущений в верхних слоях тропосферы; они охватывают значительные массы воздуха и сохраняют свои характерные особенности в течение продолжительного времени. Эта последняя категория изаллобарических областей особенно ценна при использовании ее для предсказания погоды.

Правила, основанные на температуре. Рассмотрим теперь правила, основанные на температуре. Экснер, на основании теоретических соображений, дает следующее правило изменения атмосферного давления в зависимости от изменения температуры: если в данном месте атмосферные течения направляются от областей пониженной температуры к областям повышенной температуры, то давление в данном месте повышается. Если же течения направлены из мест с более высокой температурой в места с более низкой, атмосферное давление должно понижаться. Это правило Экснера можно развить в следующее: изменение давления в данном месте обратно пропорционально площади, заключенной между двумя последовательными изобарами и двумя последовательными изотермами; изменение давления положительно, если воздушные течения направлены из мест более низкой температуры, и отрицательно, если воздушные течения идут из мест с более высокой температурой; изменение давления тем больше, чем более сближены изотермы и изобары и чем ближе угол их пересечения подходит к прямому углу. Правило это позволяет судить о степени устойчивости погоды. Действительно, если изобары и изотермы параллельны, то давление остается постоянным; если же они взаимно перпендикулярны, то давление обладает тенденцией быстро изменяться.

Если проследить ход изобар и изотерм на поверхности земли, то можно заметить, что в некоторые части года в тех или иных районах обе системы кривых оказываются параллельными, тогда как в другие периоды они пересекаются почти под прямым углом. В последнем случае указанные районы оказываются в сфере действия атмосферных возмущений. Так, сравнение карт средних январских изобар и изотерм обнаруживает, что почти для всей северной части Европы обе системы линий пересекаются между собою почти под прямым углом; это сви-

детельствует о том, что данная часть Европы зимою находится в сфере атмосферных возмущений; и действительно, зимою здесь постоянно проходят циклоны.

Интересная зависимость обнаруживается между направлением температурного градиента и направлением перемещения циклонов. Если провести в данной точке температурный градиент (подобно градиенту давления, температурный градиент представляет собою вектор, перпендикулярный к изотерме и направленный в сторону убывающей температуры) и если затем повернуть его на 90° в направлении стрелки часов, то полученное направление соответствует направлению перемещения изобар (рис. 182). Это правило можно формулировать также следующим образом: если повернуться спиной к

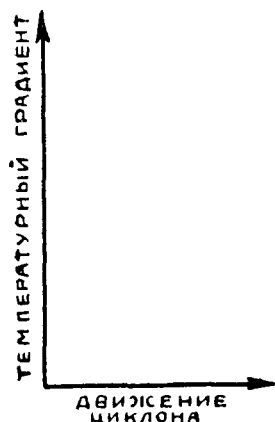


Рис. 182. Направление перемещения циклона.

области повышенных температур, то изобары имеют тенденцию перемещаться параллельно самим себе вправо; чем температурный градиент больше, тем быстрее происходит это перемещение. Приведенное правило применимо, как частный случай, к перемещению циклонов: допустим, что на карте погоды вырисовываются две зоны, одна—повышенной, другая—пониженной температуры и пусть между этими зонами имеется циклон; в таком случае циклон будет перемещаться перпендикулярно к линии, соединяющей максимум и минимум температуры, и при том вправо, если стать спиной к максимуму температуры; допустим, напр., что в Балтийском море, вблизи Финляндии, установился максимум температуры, тогда как на юге Франции имеет место минимум температуры; при таком распределении температур, циклон, пересекающий западную Европу, направлется на NW, т. е. в совершенно необычном направлении; и действительно, такие случаи можно наблюдать на синоптических картах.

Обычно перемещение циклонов и других барических образований с W на E объясняется приведенным выше правилом. В самом деле, температурный градиент в северном полушарии имеет вообще направление с юга на север; поэтому барические образования должны перемещаться перпендикулярно этому градиенту с запада на восток.

Однако обычные траектории циклонов изменяют свое направление в разные времена года, в зависимости от изменений температуры на континентах и морях; в самом деле, в зимнее полугодие траектории циклонов направлены по преимуществу на SE или ESE; такое изменение направления может быть объяснено тем, что минимум температуры находится в Сибири и температурный градиент направлен на NE; напротив, летом траектории циклонов идут чаще всего на NE или ENE, что соответствует минимуму температуры, расположенному в полярных странах.

Указанное правило может быть распространено и на случай вращения циклона вокруг антициклона. В самом деле, циклон, на основании предыдущего правила, должен вращаться вокруг области высокой температуры и при том в таком направлении, чтобы высокие температуры оставались справа. Если принять во внимание, что тело антициклона в целом до значительных высот имеет более высокую температуру, чем окружающая среда, то нетрудно видеть, что циклоны должны вращаться вокруг антициклонов, оставляя их справа, т. е. по часовой стрелке.

Необходимо отметить, что применение карт изотерм в деле предсказания погоды может вести иногда к ошибочным выводам. Ошибки эти могут быть обусловлены тем, что наблюдения производятся не везде по местному времени и, благодаря влиянию суточного хода температуры, могут получаться разности, достигающие нескольких градусов; разности высот станций также затрудняют сравнение температур, тем более, что приведение температур к одному уровню не может быть сделано достаточно точно; наконец, установки термометров на различных станциях не тождественны, и на показания их могут сильно влиять местные условия. Чтобы избежать по возможности указанных погрешностей, на практике нередко используют не температуры, а их изменения; для этого надо проводить на картах линии не изотерм, а изаллотерм (т. е. линий, соединяющих места, дающие одинаковые изменения температуры за определенный интервал времени). Нетрудно видеть, что разности температур в значительной мере освобождены от указанных выше погрешностей по сравнению с самими температурами.

Теоретические соображения показывают, что приведенное выше правило Экснера можно применить к вариациям температуры: если воздух движется из области повышающейся температуры к области понижающейся, то указанное воздушное течение вызывает в этой последней области понижение атмосферного давления; если же, наоборот, воздух движется из области понижающейся температуры в область повышающейся, то в последней должно иметь место повышение давления.

Правила, основанные на направлении и скорости ветра. Приведем несколько примеров правил, основанных на изучении ветра. Среди них особенного внимания заслуживают правила, данные Гильбером. Гильбер различает нормальные и аномальные ветры. Под первыми он подразумевает такие ветры, сила которых, определенная по шкале Бофорта, представляет собою удвоенное значение градиента, градиент при этом выражается в мм. на длину, равную 1° меридиана. Так, напр., при градиенте в 3 мм. нормальный ветер должен по силе своей соответствовать 6 баллам Бофорта; если же при том же градиенте скорость ветра больше или меньше 6 баллов, то ветер будет аномально сильным или аномально слабым. Остановимся на некоторых правилах Гильбера: если область пониженного давления (депрессия) дает начало аномально сильным ветрам, то она должна через более или менее короткое время ослабиться или вовсе разрушиться; если же она при своем появлении дает аномально слабые ветры, то такая депрессия должна углубляться; при этом даже слабая депрессия в этом случае может дать начало бурной погоде. Если депрессия, надвинувшись на материк, сопровождается аномально сильными ветрами, то в таком случае поступательное движение ее прекращается; она делается стационарной или даже направляется обратно в океан. Для иллюстрации изложенных правил Гильбера приведем следующий пример, заимствованный у Бальди: 31 мая 1917 года в 7 ч. у. была отмечена депрессия на запад от Ирландии (рис. 183); ветры в Ирландии оценивались в 6 баллов при градиенте немного больше, чем 2 мм. Ветры были, следовательно, аномально сильными; таким образом депрессия не должна продвигаться на Е; и действительно, в течение двух дней она оставалась на месте, как это видно на карте 2-го июня (рис. 184); кроме того, нетрудно видеть, что ко 2-му июня она значительно ослабела, как этого и можно было ожидать по правилам Гильбера.

Далее, Гильбер дает еще следующее правило: депрессия направляется всегда к областям, где встречает наименьшее сопротивление. Области наименьшего сопротивления Гильбер называет места, в которых в данный момент господствуют слабые или расходящиеся ветры. Примером может служить депрессия 17 декабря 1917 года (рис. 185); на юге и востоке этой депрессии имеют место очень слабые ветры и даже затишье, тогда как на севере и западе дуют очень сильные ветры. Таким образом депрессия должна двигаться на Е или S. Чтобы уточнить направление перемещения депрессии, заметим, что на SSE депрессии имеет место расходящийся ветер. Таким образом депрессия должна направиться на SSE и действительно, как видно на рис. 186, дающем состояние погоды на следующий день, депрессия переместилась на SSE.

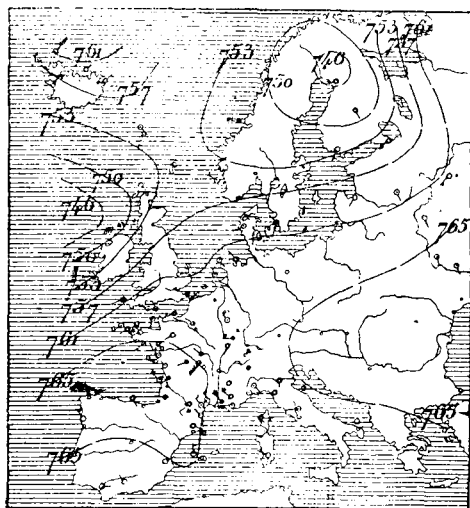


Рис. 183. Карта погоды 31 мая 1917 г.

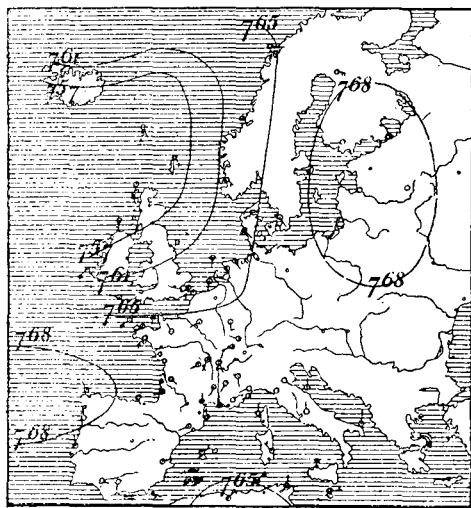


Рис. 184. Карта погоды 2 июня 1917 г.

Приведем еще один пример из правил Гильбера: допустим, что мы определили направление аномально сильного ветра (рис. 187); повышение давления, по Гильберу, происходит в направлении, перпендикулярном аномально сильному ветру и при том влево. Таким образом наибольшие изменения давления приходятся по прямой, перпендикулярной аномально сильному ветру, повышение давления — слева, понижение — справа.

Хорошим добавлением к приведенным правилам Гильбера может служить следующее правило, данное Бальди: всякая депрессия, в центре которой вместо затишья господствуют сильные ветры, должна разрушиться в течение 24 часов и дать значительное повышение давления. Иллюстрацией этого правила может служить следующий пример: 13 января 1916 года между Англией и Скандинавией наблюдалась депрессия; в центре ее имело место в течение предшествующих 24 часов падение давления на 30 мм.; в то же время в Скудеснесе в центре депрессии наблюдался аномально сильный ветер. Таким образом следует ожидать, по правилу Бальди, что эта депрессия на следующий день исчезнет. И действительно, карта погоды на следующий день 14 января показывает, что у Скудеснеса не осталось и следов депрессии, давление здесь за сутки повысилось на 30 мм.

Имеются также правила, основанные на изучении ветров в высоких слоях атмосферы; некоторые из них сводятся к следующим, уже известным нам правилам. Если ветер сохраняет одно и то же направление на всех высотах, то атмосферное давление имеет тенденцию оставаться постоянным; если же ветер меняет свое направление с высотой, то давление имеет тенденцию к изменению; оно повышается, если ветер с высотой поворачивается влево, и падает, если поворот происходит вправо.

Очень интересная связь может быть установлена между движением перистых облаков и изменениями погоды. В этом отношении важны, как показал Бальди, одновременные наблюдения над ветром у поверхности земли и над движением перистых облаков. Если после

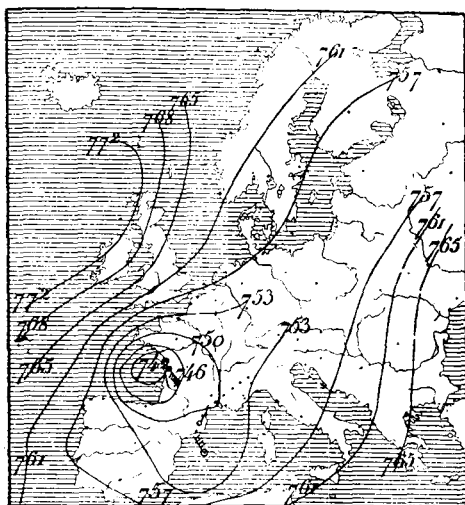


Рис. 185. Карта погоды 17 дек. 1917 г.

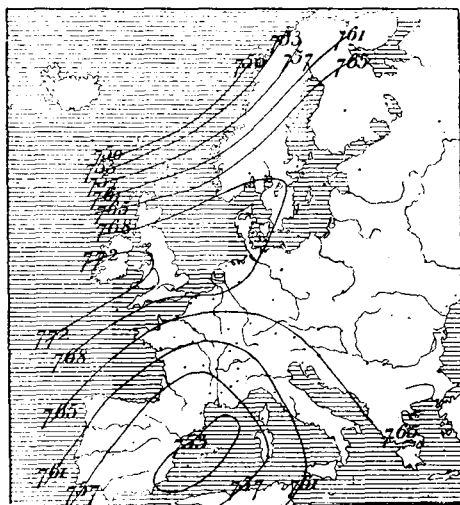


Рис. 186. Карта погоды 18 дек. 1917 г.

слабого ветра или затишья ветер начинает усиливаться и если в то же время движение перистых облаков направлено вправо почти под прямым углом, то следует ожидать понижения давления. Это правило особенно хорошо оправдывается в том случае, когда внизу начинается юго-восточный или южный ветер, а перистые облака идут с юго-запада или с запада.

Если вскоре после минимума давления наступает при повышающемся давлении частичное прояснение неба и появляются перистые облака, то следует ожидать нового падения давления и ухудшения погоды.

В случае, если депрессия проходит на севере и в то же время появляется большое количество перистых облаков, быстро движущихся с запада или юго-запада, то следует ожидать новой депрессии, которая часто обнаруживается в виде вторичного минимума, расположенного в южной части главной депрессии.

Исследования Хессельберга показали, что циклоны и антициклоны обычно перемещаются в направлении движения воздуха на уровне перистых облаков; при этом оказывается, что циклоны и антициклоны перемещаются медленнее, чем перистые облака; таким образом перистые облака опережают их в своем движении и изучение движения

перистых облаков является весьма полезным для определения последующего движения циклонов и антициклонов. Рисунок 188 дает нам линии токов на уровне перистых облаков 8 мая 1909 года; в то же

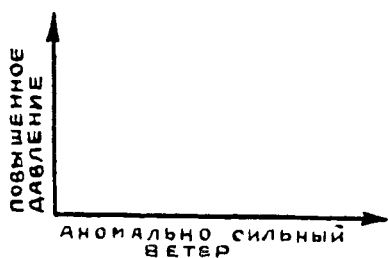


Рис. 187. Аномально-сильный ветер и изменение давления.

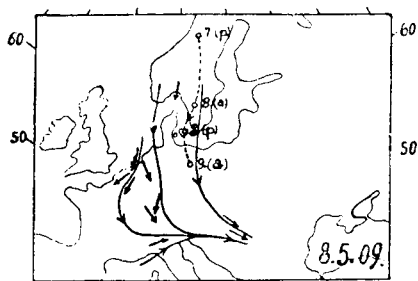


Рис. 188. Перемещение циклона 7—9 мая 1909 г.

время пунктирная линия соответствует перемещению центра депрессии от 7 мая (после полудня) до 9-го мая (после полудня). Путь циклона вполне совпадает с движением перистых облаков.

Правила, основанные на теории Бьеркнеса. Бьеркнес в основу своих исследований положил изучение линий воздушных течений. Среди различных систем этих линий особенно большую роль в характере

погоды играют, как мы видели выше, линии сходящихся и расходящихся токов и их перемещения. Бьеркнес, на основании теоретических соображений и наблюдений, пришел к следующему простому правилу: линии сходящихся воздушных токов перемещаются в северном полушарии вправо, если смотреть в направлении ветра, линии же расходящихся течений влево; в южном полушарии движение совершается в обратном направлении. На основании наблюдений Бьеркнес нашел, что из 32 линий сходящихся токов лишь только две перемещались влево; среди 14 линий расходящихся токов только 2 линии перемещались частично вправо, остальные следовали влево. На рис. 189 даны четыре примера перемещения линий сходящихся токов на во-

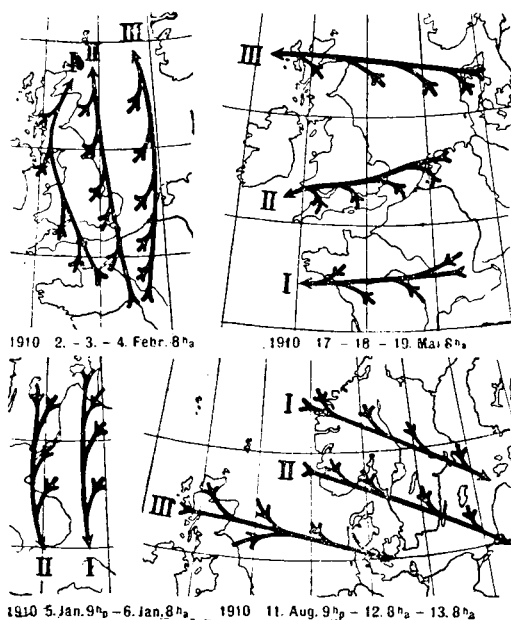


Рис. 189. Перемещение линий сходящихся и расходящихся токов.

гласно правилу Бьеркнеса. Так как циклоны обычно перемещаются с запада на восток, то сходящиеся линии в циклонах должны быть направлены в большинстве случаев с юга на север и иметь место в южной части циклона; это и оправдывается на деле.

Как мы видели выше, циклоны обычно развиваются вдоль одного и того же полярного фронта от полярной области вплоть до области пассатов в виде целого семейства, состоящего обычно из четырех циклонов. Родоначальник этого семейства занимает место далеко на севере почти у границы полярной области, тогда как самый молодой член семейства находится на юге у границы области пассатов. Карта погоды 31 декабря 1904 года (рис. 190) дает нам такое семейство

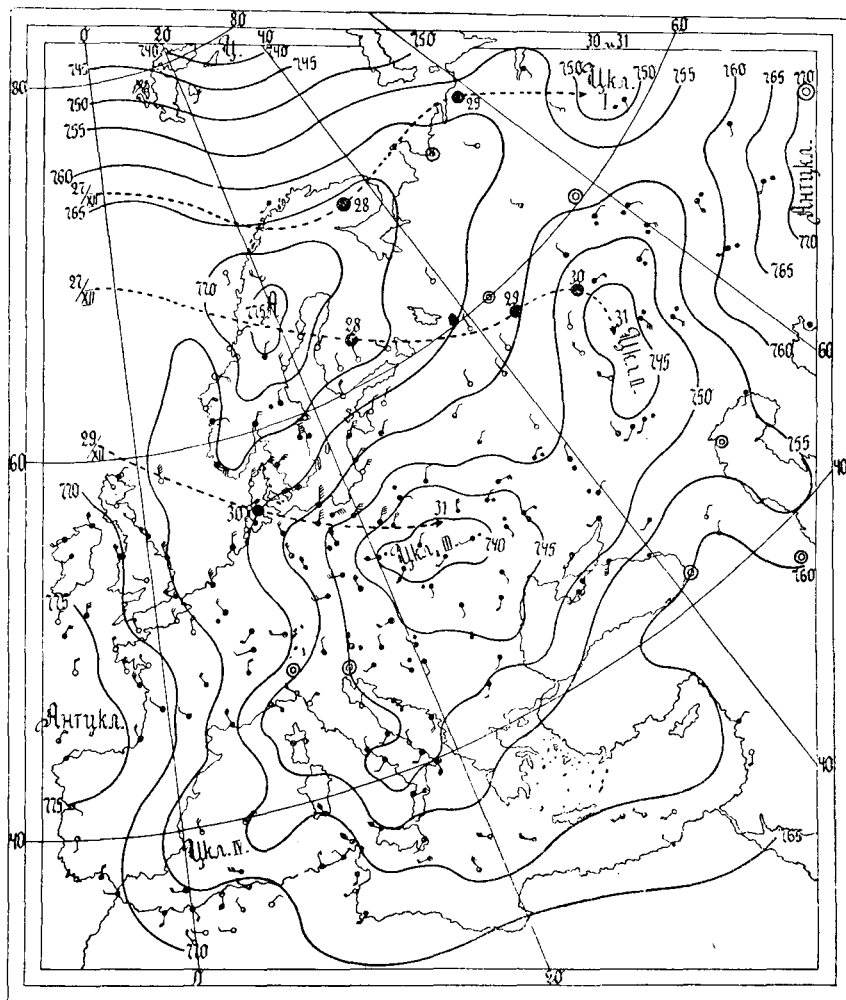


Рис. 190. Семейство циклонов.

циклонов. Прохождение его связано с характерными изменениями погоды. Особенно резкие изменения в погоде дает третий член этого семейства: он сопровождается наибольшим количеством осадков и после прохождения его наблюдаются волны холода. Очень часто члены семейства перемещаются по траекториям, параллельным траектории материнского циклона; если таким образом установлен путь последнего, то нам известны приблизительно пути и последующих циклонов; пунктирные линии на рис. 190 дают нам пути рассматриваемых циклонов; они действительно оказываются почти параллельными. Большое практиче-

ское значение имеет также то обстоятельство, что появление семейств циклонов обнаруживает периодичность в 5—6 дней; указанная периодичность нередко сохраняется в течение долгого времени.

Выше было приведено правило Бьеркнеса, определяющее направление движения линий сходящихся и расходящихся течений. Это правило, как показали дальнейшие исследования, неприменимо в том случае, когда линии расходящихся токов появляются не самостоятельно, а в комбинации с идущими позади них линиями сходящихся течений; такие линии, имеющие обычно направление с севера на юг, движутся не влево, а вправо, совместно с линией сходящихся течений. Выше мы видели, что такая комбинация имеет место для клина высокого давления, расположенного между двумя минимумами давления: линия расходящихся течений принадлежит этому клину, а идущая позади него линия сходящихся течений — следующему за клином минимуму. Указанное исключение из общего правила и имеет место главным образом для клина высокого давления, движущегося в направлении общего перемещения всей системы барических областей.

Правила Фиккера и других. Фиккер подверг тщательному изучению колебания давления и на основании этих исследований установил следующие правила для предсказания погоды: 1) При повышении температуры и повышении давления внизу можно рассчитывать на продолжение хорошей погоды и дальнейшее повышение температуры. 2) Повышение температуры, сопровождающееся повышением давления вверх и понижением его внизу есть признак приближения депрессии с увеличивающейся облачностью и влажностью. 3) Понижающееся давление вверх и внизу, сопровождающееся повышением температуры, есть признак продолжения циклонической погоды. 4) Понижающееся давление вверх и внизу, сопровождающееся понижением температуры вверх, обозначает прохождение тыловой части депрессии и является предвестником волны холода внизу. 5) При прохождении волны холода внизу, сопровождающемся понижением давления внизу и вверх, нельзя ожидать быстрого прояснения погоды. 6) При прохождении волны холода внизу, сопровождающемся повышением давления внизу и понижением его вверх, можно рассчитывать на быстрое прояснение. 7) При прохождении волны холода внизу, сопровождающемся повышением давления внизу и вверх, можно рассчитывать на антициклоническую погоду с быстрым повышением температуры; последняя должна продолжаться до тех пор, пока внизу не начнется падение давления.

Приведенные правила Фиккера нуждаются в некоторых изменениях для зимнего времени года. Так, напр., последнее правило, касающееся повышения температуры, не может относиться к самым нижним слоям атмосферы, так как при антициклонической погоде они должны сильно охлаждаться, вследствие лучеиспускания, но за то на некоторой высоте имеет место сильная температурная инверсия, т. е. повышение температуры с высотой.

Весьма полезное правило для перемещения клина высокого давления и следующего за ним вторичного минимума было установлено Гильбером и Гроссманом: вторичный барометрический минимум перемещается так, что по прошествии 24 часов он занимает то место, в котором находился накануне предшествующий клин высокого давления; этот последний в свою очередь принимает то положение, которое занимал накануне вторичный минимум, находившийся впереди него. Но иногда скорость перемещения барометрического клина оказывается вдвое меньшей или же вдвое большей, по сравнению с нормальной.

В последнем случае клин высокого давления по прошествии 24 часов может занять место не предшествующего ему вторичного минимума, а даже предшествующего клина или седла высокого давления. Хорошей иллюстрацией изложенного правила может служить следующий пример: в 7 час. утра, 4 января 1916 года (рис. 191) клин высокого давления был расположен над Скандинавским полуостровом; он отделяет два минимума в 745 мм., из коих один расположен на севере от Англии, другой над Лапландией. На следующий день, через 24 часа, как показывает рис. 192, депрессия, бывшая накануне над севером Англии, переместилась как раз на место клина высокого давления над Скандинавией; в этом месте изаллобара, соответствовавшая накануне повышению давления на 10 мм. (+ X), заменилась изаллобарой, соответствующей понижению давления на 15 мм. (— XV).

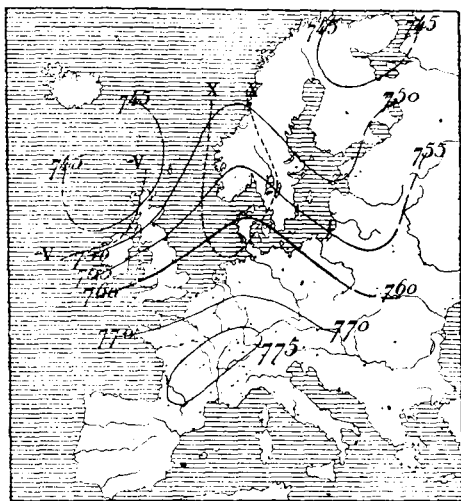


Рис. 191. Карта погоды 4 янв. 1916 г.

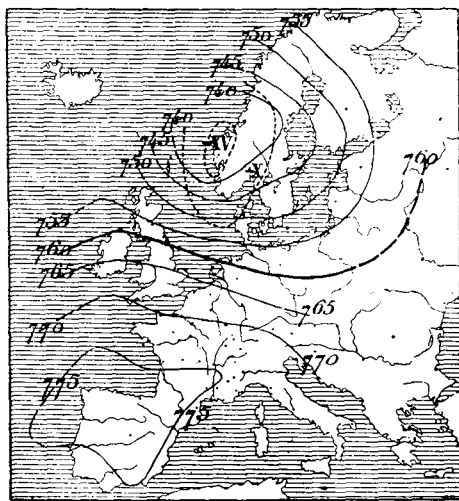


Рис. 192. Карта погоды 5 янв. 1916 г.

Остановимся, наконец, на некоторых признаках, позволяющих судить о тех или иных возможных изменениях в структуре циклонов и антициклонов. Иногда, напр., можно до некоторой степени предвидеть случаи слияния нескольких минимумов в один. В этом отношении Гильбером установлено несколько правил и среди них следующее: наличие для обширного района ряда аномалий в направлении и скорости ветра сопровождается по большей части образованием одного большого вихря; при этом нередко из нескольких не вполне развившихся небольших депрессий может образоваться один циклон довольно значительных размеров; указанное слияние отдельных депрессий часто имеет место в зонах довольно равномерного распределения давления, близкого к нормальному. Иллюстрацией может служить следующий пример: 11 мая 1918 года наблюдались депрессии на севере Англии, во Франции и над Средиземным морем при давлении в 757 мм. (рис. 193); на следующий день все они сливаются в один более обширный циклон с давлением в 753 мм. в центре (рис. 194).

Большое сходство с только что описанным случаем представляет собою образование циклона в зоне пониженного давления, расположенной между двумя соседними антициклонами. В такой зоне наблюдается обычно система сходящихся ветров, имеющих различную темпе-

ратуру; пусть, напр., наша зона вытянута в направлении N—S и пусть на востоке и на западе от нее имеются два антициклона (такой случай встречается довольно часто); тогда у восточной окраины этой зоны дуют обычно южные, теплые ветры, а у западной — полярные, холодные. Нетрудно видеть, что такое распределение ветров весьма благоприятно для образования циклона.

Подобным же образом может развиваться и замкнутый барометрический максимум: допустим, что на карте между двумя циклонами обнаруживается широкая полоса повышенного давления; внутри такой полосы имеются налицо условия, благоприятные для развития антициклона. Полосы повышенного давления весьма часто располагаются в направлении с SW на NE, охватывая Испанию, Францию, всю Германию и северо-запад нашего Союза; в таком случае на северо-западе вблизи Англии имеет место один циклон, а на юго-востоке вблизи Италии другой. Значительно реже наблюдаются полосы повышенного

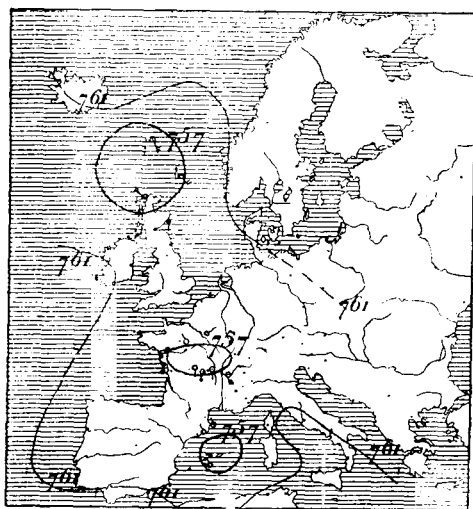


Рис. 193. Карта погоды 11 мая 1918 г.

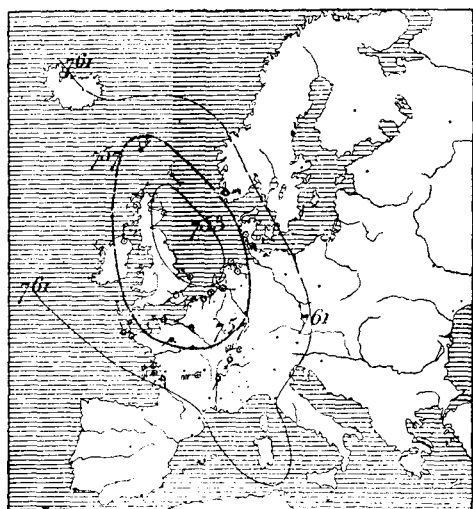


Рис. 194. Карта погоды 12 мая 1918 г.

давления, ориентированные с SE на NW с депрессиями в Балтийском море и Гасконском заливе. Рассматриваемые полосы повышенного давления дают систему расходящихся воздушных течений; в южной части полосы (в случае если она идет с SW на NE) дуют северо-восточные ветры, а в северной—юго-западные; погода при этом ясная и хорошая. Нетрудно видеть, что условия погоды весьма благоприятны для развития здесь антициклонов, каковые нередко и образуются.

Тщательное изучение образования барических областей приводит нас к следующему, часто встречающемуся случаю развития частных депрессий. Если на окраинах хорошо развитого циклона замечаются изгибы изобар, особенно в южной части, и эти изгибы принимают форму как бы мешка, то последний очень часто является местом зарождения вторичного циклона; подобного рода мешки пониженного давления нередко образуются над Средиземным морем в циклонах, приходящих с Атлантического океана; перемещаясь над теплыми морями, вторичные циклоны обыкновенно еще более усиливаются и углубляются.

В своем изложении мы ограничились лишь некоторыми правилами, применяемыми для предсказания погоды. Более подробно эти

правила изложены в курсах Дефанта «Погода и ее предсказание» на немецком и Бальди «Элементарные этюды практической метеорологии» на французском языке.

Предсказание погоды по местным признакам. Если внимательно следить за изменениями метеорологических элементов в данном месте, то, на основании местных признаков, можно с большей или меньшей вероятностью судить о предстоящих изменениях погоды или о том, что установившаяся погода сохранится. При этом никогда не следует ограничиваться одним каким-либо признаком, но по возможности использовать все имеющиеся признаки; если все подмеченные признаки дают согласные предположения о предстоящем ходе погоды, то предсказание имеет большую вероятность. Местные признаки или приметы о погоде играют большую роль для предвидения погоды на ближайшее время при отсутствии синоптических карт; они полезны для предсказания погоды и в том случае, если имеется карта погоды; их можно использовать при этом для исправления и детализации предсказания. Весьма полный и прекрасно составленный сборник научных примет о погоде принадлежит проф. В. А. Михельсону; имеются также весьма хорошие сборники, составленные С. И. Савиновым и проф. П. И. Броуновым. Проф. В. А. Михельсон делит научные приметы о погоде на следующие группы: 1) основанные на наблюдении облаков и ветра, 2) на суточном ходе метеорологических элементов и его изменений; 3) на показаниях отдельных инструментов (главным образом барографа); 4) на явлениях радиации и 5) на оптических и акустических явлениях. Следуя В. А. Михельсону и С. И. Савинову, рассмотрим кратко главные местные признаки погоды.

1. Признаки устойчивой хорошей погоды. Высокое давление в течение нескольких дней, медленно и непрерывно повышающееся.

Скорость ветра в летнее время обнаруживает на равнине правильный суточный ход: ночью — тихо, днем — значительное усиление ветра; до полудня ветер слабо поворачивается по солнцу, а после полудня, к вечеру, наоборот; на берегах морей и больших озер, а также в горных местах замечается правильная смена ветров (морские и береговые бризы, горные и долинны ветры).

Небо часто остается совершенно ясным и не замечается облаков. Кроме того, зимою к вечеру, при безветрии, небо может покрываться сплошным покровом низких слоистых облаков; напротив, летом днем могут быть кучевые облака, увеличивающиеся в послеполуденные часы и исчезающие к вечеру; иногда рано утром видны высокие перистые облака, кажушиеся неподвижными и исчезающие в течение дня.

Изменения температуры обнаруживают правильный суточный ход с большой амплитудой; при этом в зимнее полугодие температура обычно низкая, в летнее — высокая.

Абсолютная влажность не обнаруживает резких колебаний и следует за суточными колебаниями температуры. Относительная влажность дает правильный суточный ход с большою амплитудой.

Выпадающих осадков (дождя, снега) вообще нет, но ночью выпадает сильная роса и иней; в ложбинах и низких местах вечером и ночью собирается туман, расходящийся после восхода солнца; ночью в лесу значительно теплее, чем в поле; на холме или возвышенности теплее, чем внизу. Сухой туман или мгла, а также белое серебристое сияние без всяких резких границ, наблюдаемое на западе в течение долгого времени после захода солнца, при совершенно ясном небе.

2. Признаки устойчивой дурной погоды. Низкое давление, мало изменяющееся или понижающееся в течение суток.

Ветер, мало изменяющийся по направлению, чаще всего SW, реже NE или ENE. Скорость ветра довольно значительная; правильных суточных колебаний не обнаруживается.

В зимнее время небо сплошь затянуто слоистыми или дождевыми облаками, летом облака не всегда образуют сплошной однообразный покров.

Снег или дождь—слабые, непрерывно идущие в течение долгого времени, или более сильные, идущие с промежутками.

Температура довольно постоянная, с малым суточным ходом; зимою—довольно высокая, летом—умеренная.

Влажность большая и постоянная (как абсолютная, так и относительная); летом может быть небольшой суточный ход, но не такой правильный, как в случае хорошей погоды.

3. Признаки перемены погоды к худшему. Давление понижается; чем быстрее и продолжительнее это понижение, тем вернее этот признак.

Ветер усиливается, делается более ровным, правильные суточные колебания ослабевают или вовсе исчезают; направление ветра меняется от SE или по стрелке часов (циклон проходит место наблюдения своей правой стороною) или против стрелки часов (циклон проходит левой стороною); если при падающем давлении ветер усиливается, почти не меняя направления, циклон должен пройти почти своим центром; в последнем случае после временного затишья следует ожидать возобновления ветра с противоположной стороны. Направление движения облаков не совпадает с направлением ветра внизу, но значительно отклонено от него (преимущественно вправо).

Облачность увеличивается, причем часто замечается следующий порядок облаков: на западе появляются перистые, затем перисто-слоистые облака; движение их происходит настолько быстро, что заметно на глаз, далее к ним присоединяются средне-высокие и низкие облака. Кучевые облака к вечеру не рассеиваются и не исчезают, но даже увеличиваются; при этом они могут принимать форму башен, наковален (признак грозы); если такое очень высокое кучевое облако, перешедшее в грозовое, выпускает в верхней своей части как бы метлы, или расширяется в виде гриба, то при значительной влажности можно ожидать града. Если утром или днем видны барашки, а к вечеру появляются слоисто-кучевые облака, то можно ожидать ночной грозы. Если днем ясно, но к вечеру облака начинают сгущаться и утолщаться, то следует ожидать дождя или перемены погоды.

Температура в зимнее полугодие всегда повышается; в летнее полугодие характерно уменьшение амплитуды суточного хода.

Суточный ход относительной влажности летом уменьшается, абсолютная и относительная влажность вообще повышаются.

Напряжение солнечной радиации заметно ослабевает и правильный суточный ход нарушается. Венцы вокруг луны имеют очень малый диаметр; воздух, особенно в гористых местах, необычайно прозрачен. Утренняя заря отличается особенно ярко-красным цветом; ночью наблюдается необыкновенно сильное мерцание звезд (особенно к утру). Слышимость отдельных и слабых звуков увеличивается.

4. Признаки перемены погоды к лучшему. Давление повышается.

Ветер переходит в NW (от SW через W или от NE через N) и делается более порывистым.

Облачность становится переменной, и появляются просветы, хотя по временам все небо еще может покрываться низкими дождевыми облаками.

Дождь или снег могут выпадать по временам и быть довольно сильными, но не замечается сплошного выпадения.

Температура зимою при переходе ветра от SW на NW понижается, а при переходе от NE к NW изменяется мало; в летнее время переход к хорошей погоде часто сопровождается значительным понижением температуры; амплитуда суточного хода увеличивается.

Суточный ход относительной влажности становится летом более правильным и резко выраженным.

Долгосрочные предсказания погоды. Несмотря на значительные трудности, в настоящее время все чаще и чаще делаются попытки предсказания погоды на долгий срок. В то время, как при краткосрочных предсказаниях требуются не только определенные данные о характере предстоящей погоды, но также и данные о времени наступления тех или других явлений, при долгосрочных предсказаниях погоды важно дать хотя бы общую характеристику предстоящей погоды; именно, будет ли предстоящая зима или лето холодным или теплым, дождливым или сухим; вообще для более отдаленного будущего нам не так важно знать отдельные детали и изменения погоды, сколько общий, средний характер предстоящей погоды.

Уже давно было замечено, что в ходе погоды наблюдается тенденция к сохранению ее и при том не только от одного дня к другому, но даже от одного месяца к другому. Так, напр., вероятность перемены погоды в отношении температуры или дождя, после того, как определенный характер погоды сохранялся в течение 1, 2, 3 и т. д. дней, выражается для Брюсселя следующими числами:

Вероятность перемены погоды в ‰.

После сохра- нения погоды в течение	Д Н Е Ы								
	1	2	3	4	5	6	7	10	15
Для температуры.	25	24	22	21	17	17	15	15	130%
Для дождя . . .	37	32	30	26	27	24	25	23	23

Вероятность перемены погоды значительно меньше 50‰ и при том она уменьшается по мере увеличения числа дней, в продолжение которых погода имела определенный характер.

Точно также вероятность изменения температуры от одного месяца к другому выражается для Бреславля следующими числами:

После	1	2	3	4	5	6	7	8	месяцев.
Вероятность изменения .	45	41	38	40	27	41	25	170‰.	

Приведенные примеры показывают, что тенденция к сохранению погоды в отношении температуры увеличивается с увеличением интервалов времени, для которых вычисляется тенденция. Вероятность сохранения положительной или отрицательной температурной аномалии также и в средних месячных растет с увеличением числа месяцев, в течение которых аномалия сохраняет свой знак. Таким образом трудно, напр., рассчитывать на компенсацию слишком холодной зимы последующим теплым летом.

Большого внимания заслуживают также исследования Кеппена над тенденцией к сохранению той или иной температурной аномалии от одного месяца к следующему. При этих исследованиях он обращает внимание и на возраст температурной аномалии; аномалия могла начаться с рассматриваемого месяца (возраст ее—один месяц) или же за один, два и т. д. месяцев раньше рассматриваемого месяца (возраст—два, три и т. д. месяца). Кроме того, им исследована также тенденция к сохранению погоды в зависимости от величины аномалии. В результате получают следующие значения вероятности сохранения температурной аномалии от одного месяца к следующему для северной Германии:

Вероятность сохранения температурной аномалии.

	В о з р а с т.					Величина аномалии.	
	1 мес.	2 и 3 мес.	4 и 6 мес.	> 6 мес.	Средн.	> 1°	> 1° и > 1 мес.
Янв.—Февр.	56	67	68	58	62	64	68
Февр.—Март	65	61	78	74	66	57	67
Март—Апрель	52	59	65	55	57	58	64
Апрель—Май	49	56	58	57	54	54	59
Май—Июнь	44	45	63	87	50	56	62
Июнь—Июль	56	65	80	76	63	68	73
Июль—Август	58	65	61	67	62	71	75
Август—Сент.	55	67	72	69	59	64	69
Сент.—Окт	53	51	64	52	54	62	62
Окт.—Нояб.	52	48	66	84	54	57	63
Нояб.—Дек.	55	68	75	64	62	65	71
Дек.—Янв.	56	57	59	57	57	62	65

Приведенная таблица показывает, что для аномалии, наступившей только в данном месяце, вероятность ее сохранения и на следующий месяц почти так же велика, как и вероятность ее прекращения; исключение представляет февральская аномалия; вероятность сохранения ее на март составляет 65%; напротив, майская аномалия дает всего лишь 44% вероятия за сохранение и 56% за ее прекращение.

Если же из указанных аномалий, установившихся только в течение рассматриваемого месяца, выбрать аномалии, большие 1°, то вероятность их сохранения значительно увеличивается, причем вероятность сохранения июльской аномалии в течение августа достигает 71%. Та же таблица показывает, что вероятность сохранения аномалии на следующий месяц увеличивается с возрастом аномалии; при этом вероятность сохранения майской аномалии, имеющей возраст более 6 месяцев, составляет 87%.

Кеппеном вычислена также вероятность изменения погоды в отношении температуры от одного времени года к последующему для Средней Европы:

Вероятность изменения погоды:

От зимы к весне.	От весны к лету.	От лета к осени.	От осени к зиме.
49%	45%	38%	45%
От зимы к лету.	От весны к осени.	От лета к зиме.	От осени к весне.
44	40	50	52

Наименьшая вероятность изменения характера температуры наблюдается от лета к осени, наибольшая — от зимы к лету. Вероятность того, что после слишком холодной или слишком теплой зимы будет такое же лето, оказывается несколько большей, чем вероятность того, что характер погоды изменится; вероятность изменения погоды от лета к зиме такая же, как и вероятность сохранения зимою той же погоды, какая была летом; таким образом по характеру летней погоды нельзя судить о возможной погоде ближайшей зимы.

Интересные вычисления над изменением характера погоды для Берлина были произведены Хелльманом; они приводят к следующим положениям:

После умеренно-мягкой зимы	}	вероятнее	{ прохладного лета.
» очень мягкой »			{ жаркого »
» умеренно-холодной »	}	всего	{ прохладного »
» очень холодной »			{ очень холодного »
» умеренно-теплого лета	}	ождать	{ умеренно-мягкой зимы.
» очень теплого »			{ холодной »

Приведенные положения относятся лишь к районам, для которых они выведены; для других районов могут получаться иные результаты.

Исследования Петтерсона показали, что температура зимы для западной Европы тесно связана с развитием Гольфстрема и его распространением. Всякое увеличение мощности Гольфстрема и его распространение на северо-восток сказывается на повышении температуры в западной Европе. Приведем следующий пример: в 1881 году была сильно развита западная американская ветвь Гольфстрема, тогда как восточная европейская ветвь была значительно слабее нормы, на следующий год соотношение между обоими ветвями Гольфстрема было обратное. В результате в указанные годы наблюдались следующие отклонения температуры воздуха от нормы в разных местах:

Годы.	Европ. Северное море.	Швеция.	Дания.	Северная Германия.	Средняя Германия.	Западная Гренландия.
1881 .	— 1.7°	— 3.5°	— 2.0°	— 1.2°	— 0.3°	+ 3.2°
1882 .	+ 0.9	+ 4.2	+ 2.6	+ 1.9	+ 1.2	— 3.5.

Зимой 1881 года исландского минимума давления почти не наблюдалось, только далеко на юге под 50° с. ш. наблюдалось пониженное давление в 750 мм., тогда как зимою 1882 года имел место глубокий исландский минимум (745 мм.) и пониженное давление охватывало весь север Европы. Пример наш показывает, как велико влияние Гольфстрема на температуру Европы; оно сказывается даже на температуре средней Европы. Последние работы В. Б. Шостаковича показали, что влияние Гольфстрема обнаруживается даже в Сибири.

По исследованиям Мейнардуса, эти колебания температуры моря сказываются также и на температуре последующих месяцев. Так, напр., при слабом развитии Гольфстрема в течение августа-февраля наблюдается низкая температура воды у европейских берегов с ноября по апрель, а также низкая температура воздуха в средней Европе и плохой урожай хлеба и винограда в западной Европе в последующее лето. Напротив, при сильном развитии Гольфстрема с августа по февраль имеет место высокая температура воды у Европейских берегов в течение ноября-апреля, высокая температура воздуха в средней Европе с февраля по апрель и хороший урожай хлеба и винограда в западной

Европе в последующее лето. Кроме того, дальнейшие исследования показали, что погода в Исландии и Гренландии приобретает при этом обратный характер, так как усилению восточной ветви Гольфстрема соответствует ослабление его западной ветви.

Идеи Мейнардуса нашли дальнейшее развитие в целом ряде работ, в том числе в интересных исследованиях В. Ю. Визе. Он показал, что богатство льдов в Восточно-Гренландском море на север от Исландии тесно связано с отклонениями температуры в Обдорске и Туруханске (северная Сибирь), имевшими место на несколько лет раньше. Чем значительнее отрицательные отклонения температуры от нормы имеют место в Обдорске и Туруханске с сентября по ноябрь, тем больше льда обнаруживается в Восточно-Гренландском море с апреля по июнь через $4\frac{1}{2}$ года. Согласно исследованиям Визе, происходит это вследствие того, что массы льда, образовавшиеся в устьях сибирских рек во время первого периода холодов (сентябрь-ноябрь), перемещаются затем к Исландии и достигают ее через $4\frac{1}{2}$ года.

В дальнейших своих работах В. Ю. Визе показал, что положительным и отрицательным отклонениям температуры весной в северной Исландии соответствуют отклонения температуры того же знака последующей зимой в Европе. Для целого ряда станций им вычислены коэффициенты корреляции (см. стр. 455 о корреляции) и даже составлена карта изокоррелят (линий, соединяющих места с одинаковым коэффициентом корреляции); коэффициент корреляции для Ленинграда равен 0.50, для Москвы 0.41, Киева 0.34, для Казани 0.35, Екатеринбурга 0.40.

Исследования Галле показали, что колебания пассатов в северном Атлантическом океане сказываются на погоде в Европе; при этом колебания пассатов в летнее время, до октября включительно, сказываются на температуре последующей зимы в Европе.

Индийские метеорологи показали, что существует удивительная зависимость между муссонными дождями в Индии и последующей погодой в самых отдаленных областях, в частности, в Европе. Так, например, усиление или ослабление муссонных дождей в северо-западной Индии в августе и сентябре месяцев сказываются в понижении или повышении температуры в течение последующей зимы в западной и средней Европе. Сравнивая отклонения давления в южной Америке в апреле и мае с отклонениями температуры для последующей зимы в средней Европе, нетрудно показать, что существует вполне определенная зависимость между зимней погодой в Европе и предшествующим распределением давления в южной Америке. Так, напр., положительным или отрицательным отклонениям давления в южной Америке в апреле и мае соответствуют отрицательные или положительные отклонения температуры для последующей зимы (декабрь-февраль) в Франкфурте на Майне, причем вероятность равна 62%.

Летняя погода в средней Европе также связана аналогичными зависимостями с состоянием погоды в отдаленных местах, например, с отклонениями давления в Аргентине в предшествующие месяцы (декабрь-февраль); при этом положительным отклонениям давления для Аргентины в декабре-феврале соответствуют положительные отклонения последующей летней температуры в средней Европе. Точно также наблюдается известная зависимость между зимними отклонениями давления в северной Америке и отклонениями температуры в средней Европе в летнее время. Обнаружена также тесная зависимость между отклонениями давления в субполярной области и отклонениями летней

температуры в средней Европе; так, напр., отклонения температуры в средней Европе с июня по август находятся в определенной зависимости от отклонений давления на Фалькландских островах в марте-мае предыдущего года. Таким образом по указанным отклонениям давления мы можем судить о предстоящей у нас погоде через $1\frac{1}{4}$ года.

Центры действия атмосферы. Приведенные примеры зависимости явлений, происходящих в самых отдаленных частях атмосферы, между собою обусловлены существованием одной общей системы атмосферной циркуляции, охватывающей всю нашу атмосферу от экватора до полюсов; все главнейшие системы воздушных течений представляют собою составные части этой общей системы, и отклонения, происходящие в одной из составных частей ее, сказываются с тем или иным запозданием на тех или иных отклонениях в других частях этой системы. Отклонения от нормального хода в одном месте должны при этом компенсироваться отклонениями в другом. Указанные зависимости особенно ясны для отклонений в распределении атмосферного давления. Так как среднее давление для всей земной поверхности должно быть постоянно, то, очевидно, положительные отклонения давления в какой-либо части земной поверхности должны выравняться отрицательными отклонениями в другом месте. Выравнивание этих противоположных отклонений происходит в стационарных барических областях, расположенных в различных частях земной поверхности, в так наз. центрах действия атмосферы.

Центры действия атмосферы являются теми очагами, которые определяют погоду соседних с ними мест. Таких центров действия атмосферы, кроме области пониженного давления в экваториальной зоне, имеется семь в северном и семь в южном полушарии, а именно, в северном полушарии: 1) область пониженного давления в Исландии, 2) область пониженного давления около Аляски, 3) область повышенного давления в северном Атлантическом океане, так наз. Азорский максимум, 4) область повышенного давления в северном Тихом океане или Гонулульский максимум, 5) центрально-сибирский максимум зимою, 6) азиатский летний минимум, 7) полярный максимум; в южном полушарии: 1) субантарктический минимум, 2) максимум южного Атлантического океана или максимум острова св. Елены, 3) максимум острова Маврикия в Индийском океане, 4) австралийский зимний максимум, 5) южно-африканский максимум, 6) южно-американский максимум, 7) антарктический максимум. Полярный максимум давления оказывает значительное воздействие на погоду СССР; он состоит из отдельных максимумов, разделенных минимумами, в том числе Исландским. Иногда сложный комплекс областей высокого и низкого давления, лежащих около северного полярного круга, объединяют общим наименованием полярного центра действия. Согласно исследованиям Б. П. Мультановского, на погоду европейской части СССР непосредственно влияет только часть этого центра действия, приблизительно одна треть. Вообще же считают, что он состоит из следующих вторичных центров: Баффинов минимум, Гренландский максимум, Исландский, Лофутенский и Мурманский минимумы, области высокого давления над севером Гренландского полярного течения и над Карским морем; из этих центров наиболее хорошо изучен Исландский минимум, большая же часть — очень мало.

В северном полушарии имеются еще и вторичные центры действия атмосферы, к каковым относится, напр., область слабого давления над Средиземным морем, определяющая, по Ханну, погоду южной

Европы, а также Туркестанский минимум давления, образующийся летом и оказывающий, повидимому, большое влияние на погоду юго-восточной части СССР.

Центры действия атмосферы занимают приблизительно постоянные положения на земной поверхности, по крайней мере, в определенные времена года. Но в зависимости от тех или других причин, границы их, а также интенсивность, могут изменяться. Указанные изменения в одном месте вызывают соответствующие изменения в других отдаленных областях; с другой стороны, изменения в положении, очертаниях и интенсивности центров действия атмосферы вызывают изменения в воздушных течениях и вообще в состоянии погоды как в соседних, так и отдаленных местах. Так, Бланфорд установил огромное влияние на погоду самых отдаленных мест, оказываемое зимним сибирским максимумом давления. Он нашел, что сильные жары и большое содержание водяных паров над югом Азии сопровождаются весьма значительным оттоком воздуха в верхних слоях атмосферы на север Азии, создавая здесь повышенное давление. Благодаря указанному притоку воздуха к северной части Азии в зимнее время, сибирский максимум давления может сильно увеличиваться, и в результате высоких температур над Индией усиливаются зимние холода в Сибири и понижается количество осадков. Если, напротив, над югом Азии господствует слишком холодная погода, то давление воздуха над Сибирью может сильно понижаться; благодаря пониженному давлению, атлантические циклоны могут достигать центральной части Сибири, и в результате получается мягкая зима с обильными осадками.

Усиление и расширение сибирского зимнего максимума в западном направлении сопровождается появлением в восточной части Европы в зимнее время резко выраженных языков высокого давления, которые нередко, в силу тех или иных местных причин, отделяются от сибирского максимума в виде самостоятельных барометрических максимумов. В результате зимняя погода большей части Европы, особенно восточной, оказывается холодной и ясной. Усиление азорского максимума вызывает холодную сухую зиму в западной Европе. Напротив, сильное развитие исландского минимума давления вызывает там в зимнее время аномально теплую погоду.

Географическое положение европейской части СССР и общая характеристика ее погоды, по исследованиям Б. П. Мультановского, приводит к заключению, что она, по крайней мере в теплое время года, находится под влиянием двух центров действия атмосферы: азорского максимума и полярного центра; воздействие последнего на погоду СССР значительно больше, чем первого. Остановимся на влиянии указанных центров действия на погоду европейской части СССР в теплое время года. Как показал Б. И. Мультановский, при значительном развитии азорского максимума, когда восточная часть его несколько приподнята на север и придвинута к Европе, от него выделяются области высокого давления, которые направляются на восток и проходят по югу СССР севернее Крыма и иногда проникают даже в Сибирь. Во время такого периода на юге СССР наблюдается повышенное давление с жаркою и сухою погодою южнее 50° с. ш., в центральной полосе—грозовые дожди, в северной же, где проходят атлантические минимумы, обложные дожди; это так наз. западный или азорский тип погоды.

Нередко сильное развитие получает гренландский максимум, выделяющий из себя области высокого давления, движущиеся на Ирландию, Скандинавию; они пересекают Балтийское море и направляются

на SSE или SE; указанный тип погоды (активный полярный тип западного положения) сопровождается значительной засухой, охватывающей обширную полосу; этот тип погоды часто является носителем возвратов холода, охватывающих европейскую часть СССР до крайнего юга. Третий тип — это активный полярный тип восточного положения или Нижне-Обский максимум. Он имеет существенное влияние, главным образом, на погоду и засушливость западной Сибири, Урала и Прикамья; он непосредственно связан с Карским максимумом и выделяет из себя вторичные максимумы, идущие на верхнюю Обь. Описанные типы являются основными; кроме них имеются еще и другие типы; так, напр., взаимодействие азорского и полярного максимумов создает смешанный тип, обнаруживающий все переходы от западных воздействий к полярным.

Последующие исследования показали, что центры действия оказывают влияние и на состояние погоды в самых отдаленных местах. Так, напр., ослабление исландского минимума сопровождается соответствующим усилением азорского максимума и наоборот. Периодически повторяющиеся неурожай и голод в Индии заставили индийских метеорологов обратить внимание на самое тщательное изучение муссонных дождей Индии. Обширные исследования в этом направлении привели к целому ряду важных результатов. Так, напр., Уокер показал, что отклонения давления от нормы, наблюдаемые в мае месяце на острове Маврикия, сопровождаются в 80% всех случаев отклонениями противоположного знака последующих муссонных дождей в Индии (повышенное давление сопровождается последующим ослаблением дождей, пониженное давление — усилением). Точно также отклонения давления, наблюдаемые в Кардобе (Аргентина) в марте-мае месяцах, сопровождаются отклонениями того же знака в количестве осадков, выпадающих в Индии в июне-сентябре; указанное соотношение имело место в 21 случае из 29 лет (72%).

Рассмотрим еще один пример из японских исследований. В Японии, особенно в северной ее части, хороший урожай риса получается при условии, если август месяц бывает жарким; в случае прохладного августа получается плохой урожай; в виду этого представляется весьма важным предвидеть заранее возможную температуру августа. Окада показал, что указанная августовская температура связана положительной корреляцией с азиатским максимумом давления в марте (т. е. положительным отклонением давления соответствует положительное отклонение температуры). Чем больше градиент давления между Цика-Веом и Минасаки в марте, тем теплее восточные берега Японии в августе.

Уокер в последние годы подверг тщательному изучению зависимость каждого из центров действия атмосферы от всех остальных и показал, что центры действия атмосферы обнаруживают не только одновременные, связанные между собою изменения, но что изменение одного центра может быть связано с тем или иным последующим изменением другого. Благодаря этим исследованиям, вопрос о долгосрочных предсказаниях предстоящей погоды, по крайней мере общего характера, может быть значительно подвинут вперед. Приведем из работы Уокера данные о такой зависимости для исландского минимума и азорского максимума; эти центры действия оказывают, как известно, значительное влияние на погоду в Европе. В приводимой таблице указанная зависимость выражена помощью коэффициентов корреляции.

Исландский минимум.

	Дек.-февр.			Июнь-август.		
	На $\frac{1}{2}$ года раньше.	Одновременно.	Через $\frac{1}{2}$ года после.	На $\frac{1}{2}$ года раньше.	Одновременно.	Через $\frac{1}{2}$ года после.
Исланд. минимум .	+ 0.06	+ 1.00	+ 0.07	+ 0.07	+ 1.00	+ 0.06
Азорск. максимум .	+ 0.07	- 0.54	+ 0.62	- 0.05	- 0.49	+ 0.13
Аляск. минимум .	+ 0.26	- 0.18	+ 0.00	+ 0.20	+ 0.55	+ 0.06
Маврик. максимум	+ 0.01	+ 0.26	+ 0.05	+ 0.10	- 0.29	- 0.09
Австрал. максимум.	- 0.26	+ 0.09	+ 0.13	- 0.07	- 0.11	+ 0.06
Оркнейск. минимум.	+ 0.67	- 0.14	+ 0.04	- 0.01	+ 0.09	+ 0.14
Сибир. максимум	+ 0.25	+ 0.34	+ 0.14	+ 0.19	+ 0.22	+ 0.02
Гонолул. максимум.	+ 0.02	- 0.19	- 0.07	- 0.04	- 0.34	- 0.01

Азорский максимум.

	Дек.-февр.			Июнь-август.		
	На $\frac{1}{2}$ года раньше.	Одновременно.	Через $\frac{1}{2}$ года после.	На $\frac{1}{2}$ года раньше.	Одновременно.	Через $\frac{1}{2}$ года после.
Исланд. минимум .	+ 0.13	- 0.54	- 0.05	+ 0.02	- 0.49	- 0.07
Азорск. максимум .	+ 0.17	+ 1.00	- 0.01	- 0.01	+ 1.00	+ 0.17
Аляск. минимум .	- 0.28	+ 0.24	- 0.13	- 0.47	- 0.33	+ 0.09
Маврик. максимум .	+ 0.08	- 0.04	- 0.25	- 0.01	+ 0.11	+ 0.06
Австрал. максимум.	+ 0.19	+ 0.10	- 0.33	+ 0.27	- 0.05	- 0.04
Оркнейск. минимум.	- 0.04	- 0.57	+ 0.19	+ 0.36	- 0.14	+ 0.16
Сибир. максимум .	- 0.06	- 0.03	- 0.12	- 0.29	- 0.27	- 0.03
Гонолул. максимум.	- 0.09	+ 0.15	+ 0.07	+ 0.21	+ 0.20	+ 0.15

В таблице даны зависимости отклонений исландского минимума и азорского максимума от отклонений для ряда других центров, причем отклонения для этих последних взяты за полгода вперед, одновременно и через полгода спустя, по сравнению с отклонениями для исландского минимума и азорского максимума. Приведенные числа показывают, что, несмотря на значительные расстояния между отдельными центрами, получается значительная зависимость между ними. Особенно велика положительная корреляция между исландским минимумом зимою и состоянием южно-оркнейского минимума на полгода раньше.

Многолетние периоды метеорологических явлений. Необходимо отметить, что сделано было много попыток отыскать многолетние периоды в повторяемости тех или иных метеорологических явлений. Если бы такая периодичность существовала, то она давала бы возможность судить об общем характере погоды на долгий срок вперед. Так, напр., были сделаны попытки установить периоды в изменении погоды, совпадающие с периодом обращения солнца вокруг его оси, а также с 11-летним периодом солнечных пятен, с 19-летним лунным циклом и т. д. Представляя большой интерес в теоретическом отношении, исследо-

вания эти не имеют пока практического значения; дело в том, что указанные периодичности прослежены для небольшого числа периодов и при том по методу средних чисел; при небольшом числе периодов периодичность может быть замаскирована целым рядом других факторов. Среди этих периодов наибольшего внимания заслуживает 11-летний период солнечных пятен и 35-летний период Брюкнера.

11-летний период повторяемости солнечных пятен. Что касается первого периода, то исследования пока не дают определенной зависимости количества осадков, выпадающих на земной поверхности, от числа солнечных пятен. Наибольшего внимания в этом отношении заслуживают исследования Хельмана; он приходит к выводу, что в течение этого периода количество осадков обнаруживает два максимума, причем главный максимум совпадает приблизительно с минимумом солнечных пятен, вторичный же максимум — с максимумом. В общем амплитуда колебания составляет 12% среднего количества осадков, причем летом амплитуда равна 8%, зимою — 16%. Однако, как мы видели выше, непериодические колебания количества осадков от одного года к другому весьма значительны и сильно превосходят приведенные значения амплитуд. Таким образом 11-летняя периодичность осадков не может иметь большого значения в отношении предсказания погоды.

Более определенно выяснено влияние солнечных пятен на среднюю температуру. Среди ряда работ по этому вопросу заслуживают большого внимания работы Кеппена; температурные условия нам известны для $\frac{1}{6}$ площади всего земного шара; средняя температура воздуха для этой площади в годы минимума пятен на 0.4° — 0.6° выше по сравнению с годами максимума пятен; однако, следует отметить, что для малых площадей указанная зависимость оказывается не такой правильной: в одних местах влияние сказывается сильнее, в других очень слабо, в третьих оказывается влияние в обратном смысле.

Причина указанной зависимости объяснена Гемфрисом. По мнению Гемфриса, ко времени минимума солнечных пятен поверхность солнца находится в наиболее спокойном состоянии и солнечная атмосфера оказывается наиболее прозрачной; вследствие этого солнечная радиация, достигающая внешних пределов земной атмосферы, в годы минимума пятен наиболее богата ультрафиолетовыми лучами; под действием последних в верхних слоях атмосферы образуются более значительные количества озона, который, как мы знаем, защищает землю от излучения и таким образом повышает температуру воздуха.

Дальнейшие исследования в том же направлении подтверждают выводы Кеппена, но показывают, что указанное влияние сказывается в разных местах различно: оно оказывается довольно значительным внутри северной Америки и у берегов Лабрадора (разность температур достигает 1°), тогда как в области Бискайского залива и Шпицбергена получается обратная зависимость; вообще зависимость эта в разных местах различна, вследствие чего приходится различать отдельные климатические типы.

35-летний Брюкнеровский период. Брюкнер обнаружил, что колебания уровня Каспийского моря, а также других замкнутых морей, имеют 35-летний период; отсюда он вывел заключение, что такой же период должен иметь место также для выпадающих осадков, для средней температуры воздуха, для времени ледохода на реках и для времени созревания винограда. Такой же период (приблизительно в 33 года) имеет место, по мнению Рихтера, и для времени продвижения вперед и отступления назад альпийских глетчеров. На основании обработки наблюдений 800 станций, Брюкнер приходит к выводу, что колебания

всех этих элементов совершаются по всей земле одновременно. При средней продолжительности этого периода в 34.8 ± 0.7 лет получаются следующие главные периоды погоды:

Периоды погоды.

Холодная и влажная	1735—1755	1765—1785	1806—1825	1835—1855	1871—1885
Теплая и сухая	1750—1765	1785—1805	1825—1835	1855—1870	1885—1900

Дуглас измерял размеры годовых колец для гигантских деревьев Калифорнии, возраст которых превосходил 500 лет; из ряда таких измерений он вывел заключение о существовании периода в 32.8 года, что также согласуется с Брюкнеровским периодом.

Причины этих колебаний пока не выяснены; повидимому, они внеземного происхождения и связаны с колебаниями солнечной постоянной. В пользу этого говорят исследования Локьера и Лицнара, обнаруживших в колебаниях повторяемости солнечных пятен периоды в 34.4 года (Локьер) и 33 года (Лицнар). Шустер, на основании 150-летнего материала, получил для солнечных пятен периоды в 11.13, 8.32 и 4.76 года; нетрудно видеть, что эти колебания можно рассматривать, как гармонические колебания (обертоны) основного колебания с периодом в 33.375 года; если обозначить этот последний период через T , то первые периоды будут соответственно равны $\frac{1}{3} T$, $\frac{1}{4} T$ и $\frac{1}{8} T$.

Прочие периоды колебания погоды. В настоящее время имеется большое число исследований, посвященных вопросу о периодичности погоды. Эти исследования устанавливают самые различные периоды; из них наиболее вероятными являются периоды в $2-2\frac{1}{2}$ и $3\frac{1}{2}$ года.

Как было указано выше, Дуглас на основании измерений годовых колец деревьев установил период в 32.8 года; те же измерения обнаружили также периоды в 21.2 и 11.3 года. Аналогичные измерения Гентингтона также в Калифорнии над деревьями разного возраста позволили установить колебания климата за время в 3150 лет. Полученные таким образом результаты согласуются довольно хорошо с историческими данными для запада центральной Азии. Следует отметить, что вариации в годовых кольцах отдельных деревьев сохраняют одинаковый характер для целого ряда деревьев на обширной площади; в сухом климате толщина колец оказывается пропорциональной количеству выпадающих осадков с точностью до 70% для последних лет; повидимому, та же точность распространяется на целые столетия. Все исследованные таким образом деревья обнаруживают периоды, совпадающие с периодом повторяемости солнечных пятен, причем американские деревья влажного климата обнаруживают максимум на 1—3 года раньше максимума солнечных пятен; кроме того, обнаружены периоды, кратные этого периода, а также период в 2 года.

Некоторыми исследователями обнаружены меньшие периоды погоды; так, напр., Мирбах дает периоды в 55 и 70 дней для северного полушария; по его мнению, эти периоды обусловлены неравномерным распределением здесь суши и вод.

Следует отметить, что имеется также много исследований, посвященных вопросу о влиянии луны на состояние погоды; основанием для этих исследований служили явления морских приливов и отливов, обусловленных действием луны, а также целый ряд народных примет, связанных тем или иным образом с луною. Однако, исследования в этом

направлении пока не привели к каким-либо надежным, положительным результатам.

Приведенные выше примеры показывают, что, несмотря на сложность явлений, совершающихся в атмосфере, и огромную трудность задачи, вопрос о долгосрочных предсказаниях является далеко не безнадёжным; ряд исследований в этом направлении дает нам уже возможность с некоторой вероятностью судить об общем характере предстоящей погоды на долгий срок вперед.

Метод корреляции. В метеорологии постоянно приходится иметь дело с несколькими рядами наблюдений, соответствующих различным метеорологическим элементам, и перед метеорологом нередко ставится вопрос о том, какая зависимость существует между теми или другими метеорологическими элементами. Чтобы выяснить указанную зависимость на основании имеющихся рядов наблюдений, наиболее надежным и объективным методом является метод корреляции, которым широко пользуются и в других дисциплинах, опирающихся в своих исследованиях на статистические материалы.

Чтобы выяснить сущность метода корреляции, остановимся сначала на простом и чаще встречающемся случае только двух сравниваемых между собою рядов наблюдений. Пусть один из них

$$X_1, X_2, X_3 \dots X_n$$

дает нам ряд частных значений одного метеорологического элемента (напр., давления воздуха), а другой

$$Y_1, Y_2, Y_3 \dots Y_n$$

ряд значений другого элемента (напр., температуры воздуха). Найдем раньше всего средние арифметические значения этих рядов и обозначим их через \bar{X} и \bar{Y} . Будем теперь находить отклонения частных значений элементов X и Y от среднего арифметического:

$$X_1 - \bar{X} = x_1, X_2 - \bar{X} = x_2, X_3 - \bar{X} = x_3, \dots X_n - \bar{X} = x_n; \\ Y_1 - \bar{Y} = y_1, Y_2 - \bar{Y} = y_2, Y_3 - \bar{Y} = y_3, \dots Y_n - \bar{Y} = y_n.$$

Умножим каждое отклонение 1-го ряда на соответствующее отклонение 2-го ряда и сложим полученные произведения; в результате получим:

$$x_1 y_1 + x_2 y_2 + x_3 y_3 + \dots + x_n y_n = \Sigma xy.$$

Полученная таким образом сумма позволяет нам уже до некоторой степени судить о том, существует ли некоторая зависимость между этими элементами или нет. В самом деле, если полученная сумма выражается большим положительным числом, то это означает, что большая часть слагаемых этой суммы имеет положительный знак и что отклонения того и другого элемента имеют одинаковые знаки. Точно также, если для указанной суммы получится большое отрицательное число, то это означает, что большая часть слагаемых этой суммы имеет отрицательный знак и что отклонения того и другого ряда имеют противоположные знаки. Нетрудно видеть, что в том и другом случае, чем больше абсолютная величина суммы, тем более вероятна зависимость

между рассматриваемыми элементами. Наконец, если сумма невелика и близка к нулю, значит, слагаемые ее то положительные, то отрицательные и, следовательно, почти одинаковое число отклонений имеют, как одинаковые, так и противоположные знаки. В этом случае положительным отклонениям от нормы первого элемента одинаково часто соответствуют как положительные, так и отрицательные отклонения от нормы второго элемента, и зависимости между указанными элементами не существует. Итак, по величине суммы отдельных отклонений можно судить о существовании зависимости между рассматриваемыми элементами или, как обычно говорят, о корреляции этих элементов.

Однако, сумма наша зависит не только от корреляции, но также и от того, в каких единицах мы выражали отдельные значения наших элементов; так, напр., мы можем в одном случае выражать давление в мм., в другом случае в см.; значения x будут в первом случае выражаться числами в десять раз большими, и сумма также будет в десять раз больше. Чтобы исключить это влияние, удобнее всего рассматривать не самую сумму, а частное от деления ее на

$$\sqrt{(x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + \dots + x_n^2) (y_1^2 + y_2^2 + y_3^2 + \dots + y_n^2)} = \sqrt{\sum x^2 \cdot \sum y^2}.$$

Тогда мы получим отношение:

$$\frac{x_1 y_1 + x_2 y_2 + x_3 y_3 + \dots + x_n y_n}{\sqrt{(x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + \dots + x_n^2) (y_1^2 + y_2^2 + y_3^2 + \dots + y_n^2)}} =$$

$$= \frac{\sum xy}{\sqrt{\sum x^2 \cdot \sum y^2}} = r,$$

которое называется коэффициентом корреляции. Коэффициент корреляции, как показывает теория, может принимать любое значение между $+1$ и -1 . Когда r по абсолютному значению равно единице, то между рассматриваемыми элементами существует полная корреляция и тогда зависимость между ними оказывается линейной, т. е. $y_1 = kx_1 + b$, $y_2 = kx_2 + b$, $y_3 = kx_3 + b$, \dots , $y_n = kx_n + b$, где k — коэффициент пропорциональности; подставляя указанные значения $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$ в последнее уравнение, получим для r значение, равное единице. В этом случае, по изменению одного элемента (напр. x), можно вычислить соответствующее изменение другого (напр. y). Если r близко к нулю, то в этом случае корреляции между элементами не существует, и по изменению одного из них нельзя судить об изменениях другого. Если коэффициент корреляции выражается каким-нибудь числом, меньшим единицы, то корреляция между нашими элементами существует, но изменения одного из них не позволяют определить полностью изменения другого. Коэффициент корреляции может выражаться как положительным, так и отрицательным числом; в первом случае, очевидно, имеет место прямая зависимость между элементами, т. е. соответствующие отклонения того и другого элемента имеют одинаковый знак; во втором случае — получается противоположная зависимость.

Необходимо иметь в виду, что все наши выводы будут справедливы лишь в том случае, когда n , т. е. число членов каждого ряда, очень велико. На практике обычно приходится иметь дело с небольшим сравнительно числом наблюдений. Для того, чтобы судить о том,

достаточно ли число наблюдений, на основании которого вычислен коэффициент корреляции, можно пользоваться формулой Пирсона, устанавливающей зависимость между вероятной ошибкой E и коэффициентом корреляции:

$$E = 0.674 \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}.$$

На практике обычно принимают, что о существовании корреляции можно судить с достаточной достоверностью лишь в том случае, если r по меньшей мере в шесть раз больше, чем E . Полагая $r \geq 6E$, найдем из предыдущей формулы следующие наименьшие значения n при различных величинах коэффициента корреляции:

r	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7
n	1600	375	150	72	36	19	9.

Метод корреляции дает возможность не только судить о зависимости между теми или другими элементами, но также и выразить количественно эту зависимость следующим уравнением:

$$y = ax;$$

уравнение это называется характеристическим или уравнением регрессии; входящий в него коэффициент a называется коэффициентом регрессии. Коэффициент регрессии определяется под условием, чтобы сумма квадратов ошибок была наименьшей.

Чтобы найти коэффициент регрессии, вычисляют значения:

$$\delta_1 = \sqrt{\frac{x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + \dots + x_n^2}{n}} \quad \text{и} \quad \delta_2 = \sqrt{\frac{y_1^2 + y_2^2 + y_3^2 + \dots + y_n^2}{n}};$$

тогда, как показывает теория,

$$a = r \frac{\delta_2}{\delta_1}.$$

Таким образом уравнение регрессии можно написать следующим образом:

$$y = r \frac{\delta_2}{\delta_1} x.$$

Уравнение регрессии позволяет нам по данному значению отклонения x найти наиболее вероятное значение соответствующего отклонения y .

Приведенное уравнение дает нам прямолинейную зависимость между x и y и поэтому называется уравнением прямолинейной регрессии.

Рассмотрим в виде примера зависимость между температурой воздуха в Лесном и соответствующей облачностью для января и июля месяцев, используя 30-летние наблюдения (1896—1925 гг.). Будем обозначать температуру через y и облачность через x . Тогда получим:

Январь: ср. температура $-7^{\circ}66$ Июль: ср. температура 17.31°
ср. облачность 8.3 ср. облачность 6.2

Годы	Я н в а р ь					И ю л ь				
	x	y	xy	x ²	y ²	x	y	xy	x ²	y ²
1896	-0.7	0.89	-0.623	0.49	0.7921	-0.2	1.60	-0.320	0.04	2.5600
1897	+0.3	-3.02	-0.906	0.09	9.1204	-1.1	0.46	-0.506	1.21	0.2116
1898	-0.8	3.52	-2.816	0.64	12.3904	1.2	-0.92	-1.104	1.44	0.8464
1899	-0.1	0.14	-0.014	0.01	0.0196	-2.0	1.48	-2.960	4.00	2.1904
1900	0.5	-1.56	-0.780	0.25	2.4336	-0.4	-1.42	0.568	0.16	2.0164
1901	0.9	4.17	3.753	0.81	17.3889	-2.5	1.73	-4.325	6.25	2.9929
1902	-0.1	-2.24	0.224	0.01	5.0176	1.4	-2.67	-3.738	1.96	7.1289
1903	-0.3	0.61	-0.183	0.09	0.3721	0.9	-1.11	-0.999	0.81	1.2321
1904	0.6	4.33	2.598	0.36	18.7489	0.5	-3.13	-1.565	0.25	9.7969
1905	-1.3	-1.44	1.872	1.69	2.0736	1.4	-0.78	-1.092	1.96	0.6084
1906	0.5	2.44	1.220	0.25	5.9536	-0.2	0.78	-0.156	0.04	0.6084
1907	-1.0	-5.75	5.750	1.00	33.0625	-0.6	-0.03	0.018	0.36	0.0009
1908	-0.2	-0.81	0.162	0.04	0.6561	-0.4	-1.13	0.452	0.16	1.2769
1909	0.7	2.92	2.044	0.49	8.5264	1.0	-1.48	-1.480	1.00	2.1904
1910	0.9	1.81	1.629	0.81	3.2761	-0.2	-0.24	0.048	0.04	0.0576
1911	-0.4	0.62	-0.248	0.16	0.3844	-0.3	-1.85	0.555	0.09	3.4225
1912	-2.0	-5.06	10.120	4.00	25.6036	-0.5	-0.44	0.220	0.25	0.1936
1913	0.7	1.25	0.875	0.49	1.5625	-0.4	1.23	-0.492	0.16	1.5129
1914	-0.5	-1.54	0.770	0.25	2.3716	0.7	3.45	2.415	0.49	11.9025
1915	0.6	-1.07	-0.642	0.36	1.1449	-0.1	1.60	-0.160	0.01	2.5600
1916	0.2	2.25	0.450	0.04	5.0625	-0.1	1.88	-0.188	0.01	3.5344
1917	0.4	-3.82	-1.528	0.16	14.5924	1.7	-1.50	-2.550	2.89	2.2500
1918	-0.8	-3.63	2.904	0.64	13.1769	0.8	0.38	0.304	0.64	0.1444
1919	0.7	2.15	1.505	0.49	4.6225	-0.2	1.91	-0.382	0.04	3.6481
1920	-0.6	-2.12	1.272	0.36	4.4944	0.0	2.20	0.000	0.00	4.8400
1921	0.7	-0.43	-0.301	0.49	0.1849	0.7	-2.29	-1.603	0.49	5.2441
1922	0.7	-2.51	-1.757	0.49	6.3001	1.5	-0.26	-0.390	2.25	0.0676
1923	0.8	3.56	2.848	0.64	12.6736	-1.1	-0.65	0.715	1.21	0.4225
1924	-0.2	-2.79	0.558	0.04	7.7841	-1.7	-0.86	1.462	2.89	0.7396
1925	-1.0	7.10	-7.100	1.00	50.4100	-1.0	2.10	-2.100	1.00	4.4100

$$\begin{aligned}\Sigma xy &= 23.656, \Sigma x^2 = 16.64, \\ \Sigma y^2 &= 270.2003, \\ r &= +0.35, E = \pm 0.11\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\Sigma xy &= -19.353, \Sigma x^2 = 32.10 \\ \Sigma y^2 &= 78.6104, \\ r &= -0.38, E = \pm 0.10.\end{aligned}$$

Приведенные примеры показывают, что для января коэффициент корреляции равен $+0.35$, причем положительному отклонению облачности соответствует положительное отклонение температуры воздуха и обратно; для июля коэффициент корреляции несколько больше, но имеет знак минус, т. е. положительному отклонению облачности соответствует отрицательное отклонение температуры воздуха. Вероятная ошибка в первом случае равна ± 0.11 , во втором ± 0.10 . Согласно предыдущему, мы находим, что вероятная ошибка слишком велика, чтобы судить с большой достоверностью о корреляции между облачностью и соответствующей температурой воздуха; кроме облачности температура воздуха обусловлена, очевидно, и другими метеорологическими факторами, как-то: атмосферным давлением, направлением и скоростью ветра и проч.

Уравнения регрессии будут:

$$y = 1.40 x \text{ для января и } y = -0.59 x \text{ для июля.}$$

До сих пор мы ограничивались случаем двух рядов наблюдений. Метод корреляции применим и к более сложному случаю, когда у нас имеется большее число рядов. Рассмотрим в виде примера случай трех переменных X, Y, Z ; пусть

$$X_1, X_2, X_3 \dots X_n; \quad Y_1, Y_2, Y_3 \dots Y_n; \quad Z_1, Z_2, Z_3, \dots Z_n$$

означают частные значения рассматриваемых рядов. Подобно предыдущему, находим средние арифметические \bar{X}, \bar{Y} и \bar{Z} данных рядов, а затем отклонения

$$x_1, x_2, x_3 \dots x_n; \quad y_1, y_2, y_3 \dots y_n; \quad z_1, z_2, z_3 \dots z_n$$

отдельных значений от соответствующих средних. Аналогично предыдущему, найдем значения

$$\delta_1 = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n}}, \quad \delta_2 = \sqrt{\frac{\sum y^2}{n}} \quad \text{и} \quad \delta_3 = \sqrt{\frac{\sum z^2}{n}};$$

вычислим затем коэффициенты корреляции r_{12}, r_{13}, r_{23} соответственно для пар рядов x и y, x и z, y и z . Это т. н. коэффициенты корреляции нулевого порядка. На основании найденных значений, уравнение прямолинейной регрессии напишется следующим образом:

$$z = a_{13} x + a_{23} y,$$

где

$$a_{13} = \frac{\delta_3}{\delta_1} \frac{r_{13} - r_{12} r_{23}}{1 - r_{12}^2}, \quad a_{23} = \frac{\delta_3}{\delta_2} \frac{r_{23} - r_{12} r_{13}}{1 - r_{12}^2}.$$

Чтобы найти полный коэффициент корреляции x от y и z , поступают следующим образом: сначала находят т. н. коэффициент корреляции 1-го порядка $r_{13.2}$, по формуле

$$r_{13.2} = \frac{r_{13} - r_{12} r_{23}}{\sqrt{(1 - r_{12}^2)(1 - r_{23}^2)}};$$

после того, по формуле

$$\delta_{1^2.23} = \delta_1^2 (1 - r_{12}^2) (1 - r_{13.2}^2),$$

находим $\delta_{1^2.23}$ и, наконец, по формуле

$$R_{1.23} = \sqrt{1 - \frac{\delta_{1^2.23}}{\delta_1^2}}$$

получаем коэффициент полной корреляции x от y и z .

Г Л А В А XVIII.

К л и м а т.

Климат и основные его типы. Под климатом обычно подразумевается среднее состояние атмосферы в данном месте земной поверхности, характеризующее совокупностью средних или нормальных значений всех метеорологических элементов, составленных на основании многолетних наблюдений. Кроме указанных норм, для полной характеристики климата важно также знать пределы, в которых колеблются отдельные значения метеорологических элементов около своих средних величин или, как говорят, изменчивость элементов для данного места.

Основным фактором, определяющим климат данной местности, является солнечная радиация. Количество солнечной энергии, приходящееся на единицу поверхности каждого места, зависит от географического положения последнего на земной поверхности, в частности, от географической широты. Приток лучистой энергии в разные времена года и дня определяет основные черты так наз. **солярного климата**. Если бы не существовало других факторов, так или иначе влияющих на солярный климат, весь земной шар можно было бы разделить на пять главнейших климатических областей: тропическую, две умеренных и две полярных.

Однако, неравномерное распределение суши и вод, топографические особенности суши, растительный покров, одевающий земную поверхность, расположение центров действия атмосферы оказывают весьма существенное влияние на солярный климат; указанное деление земного шара на пять климатических областей оказывается недостаточным. Следует также отметить, что почти в каждой из них приходится различать следующие типы климатов: **материковый** (континентальный) и **морской**, а также климаты **низменностей** и **возвышенностей**.

Вопросу о разделении земли на климатические области или зоны посвящен целый ряд исследований. В настоящем курсе мы будем держаться подразделения на климатические зоны, принятого В. П. Кеппеном, а также Л. С. Бергом. В курсе метеорологии мы можем лишь в самых кратких чертах коснуться главнейших вопросов климатологии. Полное изложение этих вопросов можно найти в специальных курсах климатологии; из последних следует указать на образцовые немецкие курсы Ханна и Кеппена, а также на недавно вышедший прекрасный труд проф. Л. С. Берга «Основы климатологии».

Солярный климат. Как указано выше, солярный климат данной точки земной поверхности определяется ее географической широтой. Примем за единицу то количество солнечной энергии, которое получает единица горизонтальной поверхности в среднем за одни сутки у экватора; назовем эту единицу **средним экваториальным днем**; тогда количество энергии, получаемое за год для различных широт, предполагая полную прозрачность атмосферы (коэффициент прозрачности $p = 1$), выразится следующими числами:

Годовые суммы солнечной энергии в экватор. днях.

Широта . .	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Энергия . .	365	360	345	321	289	250	208	173	157	152
Разность . .		5	15	24	32	39	42	35	16	5.

Приведенные числа показывают, что вблизи экватора, а также вблизи полюсов годовые суммы тепла вообще мало изменяются с широтой, наиболее быстрое изменение сумм тепла имеет место между 50° и 60° широты. Полюс при этих же условиях получает за год всего лишь $41\frac{1}{10}$ тепла, приходящегося на экватор.

В значительно более широких пределах изменяется количество тепла, получаемого земной поверхностью под различными широтами в разное время года. Для характеристики указанных изменений приведем табличку полугодовых сумм количества тепла в тех же единицах, т. е. в средних экваториальных днях:

Полугодовые суммы солнечной энергии в экват. днях.

Широта . .	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Лето . . .	183	193	198	198	193	183	170	158	153	152
Зима . . .	183	167	147	123	96	67	38	15	4	0.

В летнее полугодие максимум тепла получает параллель в 25° широты; 50° широты получает столько же, сколько и экватор; наибольшее падение тепла имеет место летом между 50° и 60°. В зимнее полугодие получается значительное падение сумм тепла с увеличением широты; указанное падение особенно велико между 50° и 60°.

Приведенные числа характеризуют суммы солнечной энергии в предположении полной прозрачности атмосферы. Допустим, что коэффициент прозрачности атмосферы $p=0.7$; тогда месячные суммы прямой солнечной радиации выразятся следующими числами, в предположении полного отсутствия облаков:

Месячные суммы прямой солнечной энергии
в кгр. кал./см.² при $p=0.7$ и облачности 0.

Широта.	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Год.
90°N	—	—	0.0	2.6	9.4	13.1	10.8	4.1	0.1	—	—	—	40.1
80	—	0.0	0.4	4.0	10.0	13.2	11.0	5.3	1.0	0.0	—	—	44.9
60	0.2	1.6	5.1	9.8	13.9	15.7	14.5	10.8	6.1	2.2	0.4	0.1	80.4
40	4.3	6.9	10.8	14.4	16.9	17.8	17.2	15.0	11.7	7.8	4.8	3.5	131.1
20	10.3	12.5	15.0	16.6	17.2	17.3	17.2	16.6	15.4	13.1	10.8	9.5	171.5
10	13.1	14.8	16.1	16.6	16.3	16.0	16.1	16.4	16.2	15.0	13.4	12.5	182.5
Экв.	15.5	16.3	16.6	15.9	14.8	14.1	14.4	15.5	16.3	16.3	15.6	15.0	186.3
10	17.2	17.2	16.3	14.5	12.6	11.7	12.3	13.9	15.8	16.8	17.2	17.1	182.6
20	18.3	17.4	15.3	12.5	10.1	8.9	9.6	11.7	14.4	16.7	18.0	18.4	171.3
40	18.2	15.4	11.4	7.3	4.4	3.2	3.9	6.3	10.2	14.2	17.5	19.0	131.0
60	15.3	10.9	5.7	1.9	0.3	0.0	0.2	1.3	4.4	9.3	14.2	16.7	80.2
80	11.6	5.1	0.7	0.0	—	—	—	0.0	0.3	3.5	9.9	14.0	45.1
90 S	11.2	3.7	0.0	—	—	—	—	—	0.0	2.0	9.3	13.9	40.1

В то время, как в среднем за год одинаковые широты северного и южного полушарий получают одинаковые суммы тепла, в отдельные соответствующие месяцы суммы тепла оказываются различными. Под широтой 10° N замечается двойной годовой ход притока солнечного тепла, тогда как под 10° S его незаметно.

Необходимо отметить, что приведенные числа характеризуют лишь прямую солнечную радиацию и при том в предположении полного отсутствия облаков. Рассеянный небесный свет здесь не принят в расчет; как было указано в главе III, мы пока не знаем в точности, как распре-

деляется он по широтам. В виде дополнения к данным выше значениям рассеянной радиации, приведем следующие числа, заимствованные у С. И. Савинова, характеризующие в первом приближении средние суточные суммы радиации для летнего полугодия (апрель—сентябрь) для восточной Европы (для меридиана 40° в. д.):

Средние суточные суммы радиации в мал. кал. на см.² горизонтальной поверхности (апрель—сентябрь, 40° в. д.).

Широта.	Облачность.	Прямая радиация.	Рассеянная радиация.	Полная радиация.
65°	72%	135	131	266
60	63	193	125	318
55	57	244	121	365
50	49	302	113	415
45	39	378	96	474

Наконец, для более полной характеристики солярного климата, необходимо также знать, как распределяется по широтам излучение с поверхности земли; некоторые данные по этому вопросу приведены в главе IV.

Климат тропической области. Как известно, тропическая область простирается по обе стороны экватора до тропиков ($23\frac{1}{2}^\circ$ широты) и охватывает 40% всей земной поверхности. Она характеризуется тем, что солнце в полдень достигает здесь дважды в год зенита и что продолжительность дня изменяется в течение года сравнительно мало. Так, на экваторе день всегда равен ночи; по мере удаления от экватора продолжительность дня и ночи не остается постоянной, но изменяется в течение года; однако изменения эти сравнительно невелики; напр., под тропиками наибольшая продолжительность дня достигает 13.4 часа (летом), наименьшая—10.4 часа (зимою). Точно также и полуденная высота солнца над горизонтом изменяется в среднем сравнительно мало: у экватора она изменяется от $66\frac{1}{2}^\circ$ до 90° и только у тропиков от 43° до 90° . Вследствие этого, при больших суточных колебаниях температуры, годовые изменения ее вообще невелики.

Благодаря постоянству условий инсоляции, тропическая область отличается большою правильностью и равномерностью погоды. Средние годовые температуры лежат в пределах 20° и 28° ; годовые колебания, как указано выше, весьма невелики; так, в центральной Африке в Конго годовая амплитуда температуры воздуха составляет всего лишь 1.1° , тогда как суточная амплитуда равна 6° . Наиболее высокие температуры достигают здесь 50° , но такие температуры встречаются и в умеренной области; наиболее низкие температуры опускаются здесь до 0° .

Как мы видели выше, вблизи экватора наблюдается область пониженного давления, расположенная несколько севернее географического экватора; эта полоса наивысших температур и сравнительно большой облачности и значительных осадков; в то же время это—область экваториального затишья. По обе стороны ее наблюдаются правильные системы ветров—пассаты, заходящие за тропики; области пассатных ветров, совместно с полосой экваториального затишья, несколько смещаются в течение года параллельно годовому движению солнца. Вблизи берегов континентов пассаты нередко сменяются муссонами, дующими полгода с суши и полгода с океана.

Вследствие незначительных годовых колебаний температуры, различия во временах года определяются не зимними и летними температурами, а различиями в распределении осадков, делящими год на дождливые и сухие периоды. Вблизи экватора обнаруживается экваториальная зона с двумя дождливыми периодами (обычно после весеннего и осеннего равноденствий) и с двумя сухими периодами (после летнего и зимнего солнцестояний); в тех же местах, где развиты муссоны, наблюдается резко выраженный простой период осадков: полгода во время зимнего муссона почти не выпадает дождя, полгода во время летнего муссона выпадают значительные осадки.

Дождливое время года отличается в большой мере от нашего дождливого времени с обложными дождями; большая облачность и дожди наблюдаются только в определенных часы, главным образом, послеполуденные, тогда как в дополуночные часы имеет место ясная погода; самые дожди имеют грозовой характер; сухое время года сопровождается нередко степными пожарами и все небо заволакивается мглой.

Различия в количестве выпадающих осадков и в распределении их в продолжение года оказывают значительное влияние на климат тропической области. Здесь различают следующие типы климата:

1) Климат влажных тропических лесов. Этот тип климата характеризуется весьма большим количеством осадков, не менее 150 см. в год. Дожди выпадают почти в течение всего года, причем обычно дважды в год около времени равноденствий наблюдается усиление дождей; сухого сезона почти нет или если он и есть, то настолько непродолжителен, что роскошная растительность тропических лесов не страдает от недостатка влаги. Растительность здесь—вечнозеленые, высокие девственные леса самых различных древесных пород, обвитых лианами; среди полезных растений здесь имеются саговые, кокосовые пальмы, мускатный орех, какао, хлебное дерево и проч.

Область тропических лесов занимает экваториальную полосу дождей, расположенную несколько севернее экватора; она охватывает восточные берега Филиппин, Новой Гвинеи, Мадагаскара, Бразилии, Гвианы, Вестиндских островов, Центральной Америки, Гавайских островов, тропическую Африку (кроме востока) и проч.

2) Климат саванн или лесостепья. Количество выпадающих здесь осадков меньше 100—250 см. в год; главный сухой период резко выражен и приходится на зиму или весну; годовая амплитуда температуры доходит до 12°. Растительность представляет собою степи, чередующиеся с небольшими сухими лесами умеренной высоты, сбрасывающими в сухое время свою листву. Характерным представителем этого климата является баобаб. Вблизи рек произрастают девственные леса. Из полезных растений здесь возделываются кофе, сахарный тростник, бананы, маниок и проч.

Климат саванн имеет место в значительной части тропической Африки, западной части Мадагаскара, в значительной части Декана, Сиам, севера Австралии, части побережья центральной Америки и пр.

Климат умеренных широт. Области умеренных широт простираются в обоих полушариях от тропиков (23¹/₂° широты) до полярных кругов (66¹/₂° широты) и занимают 52% всей суши. Здесь солнце никогда не достигает зенита, но и никогда не остается под горизонтом целые сутки; полуденная высота солнца меняется в весьма широких пределах в течение года: у тропиков между 43° и 90° и у полярных кругов между 0° и 47°; продолжительность дня также изменяется весьма значительно: у тропиков между 10.4 и 13.4 часами и у полярных кругов

между 0 и 24 часами. Инсоляция здесь средняя между тропической и полярной областью, вследствие чего и годовая температура здесь средняя. Только в отношении средних температур, это—умеренная зона; в других отношениях она характеризуется значительными колебаниями, как периодическими, так и непериодическими, почти всех метеорологических элементов.

Климат умеренных широт отличается большим разнообразием, причем представлены все переходы от тропического к полярному климату. В этой области находятся места с наиболее высокими и наиболее низкими температурами, вообще встречающимися на земной поверхности; так, напр., здесь находится Долина Смерти (в Калифорнии) с ее наивысшей температурой до 57° и с средней июльской температурой в 38.9° ; в умеренной области вблизи ее полярной границы находится в восточной Сибири Верхоянск с наинизшей температурой почти в -70° и с средней январьской температурой в -50.5° . Точно также получаются большие разности и в течение года и при том различные для различных мест. Влияние суши и вод на соларный климат сказывается здесь, благодаря значительной протяженности океанов, особенно резко. Так, напр., в Верхоянске самый теплый месяц дает среднюю температуру в 15.4° , а самый холодный -50.5° , в Валенсии у юго-западного берега Ирландии самый теплый месяц имеет приблизительно ту же самую температуру (15.1°), тогда как самый холодный месяц имеет -7.2° . Весьма характерно для умеренной области, особенно для средней ее части, наличие четырех времен года.

Ветры в этой области по преимуществу западные; здесь постоянно проходят перемещающиеся с запада на восток циклоны и антициклоны, сопровождающиеся частой сменой дождливой и ясной погоды. В виду значительного разнообразия климата умеренного пояса, мы остановимся здесь лишь на главнейших климатических типах этой зоны.

1) Климат субтропических пустынь. Сюда относятся Сахара, аравийские пустыни, пустыни нижнего Колорадо, Австралии и проч. Осадков здесь весьма мало, особенно летом; годовая сумма осадков не превышает 100 мм., местами в течение ряда лет вовсе не выпадает дождей; однако, время от времени и здесь могут выпасть ливни. При такой сухости климата не может развиваться сплошной растительный покров; растительность встречается здесь, главным образом, в орошаемых оазисах (финиковая пальма). Суточные колебания температуры так велики, что они разрушают поверхностные слои горных пород. Весьма характерным является в пустынях господство сильных ветров, особенно в дневные часы, когда вертикальный обмен воздуха достигает максимального развития и когда в нижние слои попадают значительные массы воздуха верхних слоев, обладающих большой скоростью. Благодаря сильным нагреваниям воздуха здесь часто развиваются вихри в виде смерчей и тромб, а также пыльные бури, в виде самума и шамсина при накаленной температуре и чрезвычайной сухости.

В то время, как описанный только что климат характерен для пустынь внутри континентов, пустыни, расположенные по побережьям Перу, сев. Чили и юго-западной Африки, отличаются сильными туманами, особенно в зимнее полугодие. Несмотря на почти полное отсутствие дождя, туманы дают достаточное количество влаги для развития здесь на склонах кактусов и др. подобных им видов растительности. Этот тип климата Кеппен назвал климатом гаруа (так называется в Чили туман). Туманы обязаны своим происхождением холодным водам, омывающим указанные побережья.

2) Климат тропических и субтропических степей. В обе стороны от областей субтропических пустынь количество осадков несколько повышается, причем максимум осадков приходится на лето. Лето здесь теплое или жаркое, зима же, в зависимости от географического положения, в более южных широтах теплая, в более северных — прохладная или даже суровая.

Степи с теплыми зимами расположены по южной окраине Сахары, в северной части Мексики, в Аргентине; кроме травянистого покрова, здесь встречаются колючие кустарники типа акации, кактуса, агавы и проч.; такие же степи имеются у северной окраины австралийских пустынь, иногда здесь степи прерываются легкими эвкалиптовыми лесами. Указанные степи значительной своей частью расположены в тропическом поясе.

Вдоль северной окраины Сахары мы имеем субтропический степной климат с редкими осадками зимою и сухим летом; лето здесь жаркое, зима сравнительно прохладная, изредка может быть даже иней и снег. К этому типу климата принадлежат также степи Малой Азии, Месопотамии и Ирана.

К этой же категории можно отнести климат прерий. Этот тип степного климата характеризуется сравнительно холодной зимою. Сюда относятся американские степи на восток от Скалистых гор, наши Киргизские степи, часть Забайкалья и Монголия. На этом типе климата мы остановимся подробнее ниже.

3) Климат внетропических пустынь. Эти пустыни охватывают запад Туркестана, юг Киргизских степей, а также среднюю долину Колорадо. Количество осадков менее 300 мм.; особенной сухостью отличается лето. В то время, как самый теплый месяц имеет среднюю температуру от $+20^{\circ}$ до $+30^{\circ}$, температура самого холодного месяца от $+2^{\circ}$ до -16° ; хотя и на короткое время, здесь выпадает снег. Зимою нередко бывают снежные бури — бураны. Благодаря сравнительно низкой температуре почвы весною, влаги оказывается достаточно для развития некоторых видов растительности (ксерофитных кустарников, полыни, солянок и проч.) в течение короткого вегетационного периода.

4) Умеренно-теплый и влажный субтропический климат. Этот тип климата, встречающийся на значительном пространстве субтропических широт, отличается достаточным количеством осадков, прохладной, но не холодной зимою. В зависимости от годового распределения осадков здесь можно различать несколько климатических зон. Главнейшие из них следующие:

а) Тип классического субтропического климата, как называет его Кеппен; характерной его особенностью является мягкая, влажная зима и сухое, бедное осадками лето. Эта зона расположена у западных берегов континентов под широтою 33° — 44° в северном полушарии и под несколько более низкой широтою в южном полушарии; таким образом, рассматриваемый тип по преимуществу океанический, хотя в области Средиземного моря он проникает далеко вглубь континента Европы и Азии. Сухость лета объясняется тем, что летом здесь имеет место область повышенного давления; зимою последняя смещается к экватору, вследствие чего указанная область орошается циклоническими осадками. Растительность — кустарники, деревья, изредка леса с большой примесью вечно зеленых пород; область разведения оливы, винограда, пшеницы. К этому типу относится южный берег Крыма.

б) Климат субтропических лесов. Лето здесь жаркое и богато осадками, зима сравнительно теплая и бедна осадками; климатические условия весьма благоприятные для развития растительности; леса этой зоны отличаются разнообразием пород; здесь культивируется чай, рис, хлопок. Эта зона охватывает север Индии, юг Китая и Японии, плоскогория Африки, южные и юго-восточные штаты северной Америки и горы южной Бразилии и западной Мексики. Значительная часть Закавказья, а также южное побережье Каспийского моря могут быть отнесены к этой же климатической зоне.

Рассмотренные только что климатические зоны принадлежат преимущественно (за исключением степей умеренного пояса) к субтропическим широтам. Обратимся теперь к климатическим зонам, характерным для собственно умеренного пояса. Кроме уже рассмотренных выше степей, сюда относятся следующие типы:

5) Климат лиственных лесов умеренной зоны или климат дуба. Этот климат обнимает почти всю западную Европу (за исключением южной полосы, прилежащей к Средиземному морю), значительную площадь Европейской части СССР на юг от линии Ленинград—Нижний, юг западной Сибири, Уссурийский край, север Китая, север Японии, в Америке—область Великих озер и далее на юг, часть Британской Колумбии и Орегона. Осадки выпадают во все времена года, но преобладают летом. Зима холодная, и почти всюду имеет место снежный покров; лето—сравнительно теплое, причем средняя температура четырех летних месяцев выше 10° , но не выше 22° . Здесь преобладают лиственные леса с опадающей листвою; часто встречаются дубовые леса; встречаются также сосна и ель. Однако, дуб не переходит за Урал, и в западной Сибири появляется полоса березовых лесов. В западной Европе хвойные деревья постепенно исчезают и в более влажном климате Западной Европы видное место занимает бук.

6) Климат тайги. Эта область обнимает большую часть Швеции и Финляндии, европейскую часть СССР на север от линии Ленинград—Нижний, почти всю Сибирь; в Америке она обнимает значительную полосу, простирающуюся на юг приблизительно до широты больших озер и на север почти до полярного круга. Лето здесь сравнительно теплое; средняя температура июля между 10° и 20° ; зимы—суровые, годовая амплитуда не менее 10° . Растительность—по преимуществу хвойные леса, но с примесью лиственных пород (береза, осина, ольха).

Ниже мы остановимся подробнее на климате СССР, находящегося в умеренной области.

Полярный климат. Вокруг полюсов лежат две полярные области, ограниченные полярными кругами ($66\frac{1}{2}^{\circ}$ широты); они занимают сравнительно незначительную часть земной поверхности, всего лишь 8%. Внутри полярной области солнце может по меньшей мере 24 часа оставаться под горизонтом, а также по меньшей мере одни целые сутки не заходить под горизонт. На самом полюсе в течение полугода имеет место день и полгода—ночь. Таким образом полярная область представляет собою в отношении инсоляции полную противоположность тропической области. Вследствие этого полярная область характеризуется малыми суточными колебаниями температуры и весьма большими годовыми колебаниями. Так, напр., для бухты Лэди Франклин на северо-западе Гренландии суточные колебания температуры в среднем годовом составляют всего лишь 1.4° , тогда как годовая амплитуда доходит до 43.5° . Несмотря на довольно значительную инсоляцию в течение летнего времени года, получаемое тепло почти цели-

ком расходуется на плавление значительных масс льда, достигающих зимою на полярном море толщины нескольких метров; вследствие этого полярное лето характеризуется сравнительно низкой температурой. На суше самые верхние слои почвы могут нагреваться до более высоких температур, но уже на глубине нескольких см. почва остается вечно мерзлой; только в зоне пограничной с умеренной областью почва нагревается настолько, что может развиваться типичная полярная растительность, дающая даже плоды.

Вследствие низких температур, воздух отличается здесь малым содержанием водяных паров; в результате осадков выпадает в полярных странах весьма мало, обычная форма облаков—слоистая, в виде приподнятого тумана. Однообразная картина полярного климата прерывается лишь в тех местах, где теплые морские течения достигают берегов полярного материка или островов.

В полярных областях обычно различают следующие две климатические зоны:

1) Климат тундры, который имеет место на крайнем севере Европы, Азии и северной Америки; в южном полушарии он встречается на самом юге южной Америки и на самых южных островах. Средняя температура самого теплого месяца не превышает 10° — 12° , но не ниже 0° . Так как крайний предел произрастания деревьев определяется средней температурой самого теплого месяца не ниже 10° , то в тундрах не могут произрастать леса; растительность здесь травянистая и много торфяных болот. Только на юге, в переходной полосе, т. е. в лесотундре встречаются местами лесные площади; в тундре местами имеются леса также вдоль берегов больших рек.

2) Климат вечного мороза. На самом крайнем севере (в средней части Гренландии и на севере Новой Земли) даже самый теплый месяц имеет среднюю температуру ниже 0° ; здесь уже не может произрастать даже и травянистая растительность; это—область вечного мороза.

Материковый и морской климат. Положение того или другого места относительно материка или океана может оказывать значительное влияние на изменения солярного климата в том или ином направлении. Так, мы уже видели, что зимою в северном полушарии обнаруживается весьма интенсивный полюс холода, расположенный почти у полярного круга на обширном азиатском материке; указанный полюс холода обусловлен, очевидно, влиянием материка. Мы видели также, что в то время, как среди материков суточные и годовые колебания температуры могут быть весьма велики, среди открытых океанов они в значительной мере сглажены; летом водные пространства оказываются холоднее материков, зимою получается обратное соотношение. Морской климат отличается от материкового также большею влажностью воздуха, более значительной облачностью, большим количеством осадков зимою и более значительной скоростью ветра. Суточные и годовые колебания не только температуры, но и почти всех остальных метеорологических элементов (за исключением давления и направления ветра) выражены в материковом климате значительно резче, чем в морском; то же следует отметить и относительно непериодических изменений температуры от одного дня к следующему, а также и от года к году; средняя скорость ветра в материковом климате меньше, значительно чаще наблюдаются штили, осадки (на равнинах) особенно зимою реже, воздух суше; солнечная инсоляция, а также ночное лучеиспускание здесь значительно интенсивнее; летом сравнительно холодные, тихие

и ясные ночи, жаркие дни с сильными ветрами около полудня и мощными кучевыми облаками, сопровождающимися грозами и сильными дождями в послеполуденные часы; зимою, напротив, преобладание или совершенно ясных или пасмурных дней, когда все небо затянуто низкими облаками—таковы в общих чертах характерные свойства материкового климата.

На стр. 136 приведен пример влияния суши на годовой ход температуры и на среднее годовое ее значение. Из чисел указанной таблицы весьма наглядно видно, что влияние материка на климат сказывается в резком и значительном понижении зимних и в более слабом повышении летних температур; в результате этого получается весьма заметное понижение средней годовой температуры по мере удаления от берегов вглубь материка и в то же время значительное увеличение годовых амплитуд. Сравним, напр., Валенсию и Нерчинск (первая—на западе Ирландии, второй—в восточной Сибири), лежащих почти на одной широте, но отстоящих друг от друга на 130° по долготе:

	Максимум.	Минимум.	Ср. годовая.	Амплитуда.
Валенсия	15.2° (авг.)	7.1° (январ.)	10.5°	8.1°
Нерчинск	18.5 (июль)	—29.7 (январ.)	—3.7	48.2

В Нерчинске летняя температура выше, чем в Валенсии всего лишь на 3.3, тогда как зимняя ниже на 36.8°; в результате средняя годовая температура в Нерчинске на 14.2° ниже, а годовая амплитуда на 40.1° больше. Мы взяли две станции под широтою в 52°. Наблюдения показывают, что и под другими широтами, по мере углубления внутрь континента, зимняя температура понижается, летняя—повышается и годовая амплитуда увеличивается. Что касается средней годовой температуры, то указанное выше понижение ее по мере углубления внутрь континента обнаруживается для широт от 45° и выше; для более низких широт имеет место обратное соотношение; суша в среднем теплее океана, особенно заметно это различие, начиная от широт в 30° и ниже; однако, избыток температуры суши над океаном в низших широтах несравненно меньше, чем избыток температуры океана над сушею в более высоких широтах.

Параллельно с указанными изменениями температуры под влиянием суши или океанов идут изменения и других элементов, связанных с температурой; так, продолжительность морозов растет вглубь материка, время замерзания рек наступает все раньше, а время их вскрытия все позднее; таким образом продолжительность ледяного покрова рек также растет вглубь материков (соответствующие примеры даны на стр. 137). Выше мы видели также, что снежный покров, одевающий в зимнее время сушу, еще более усиливает влияние материка на температуру в зимние месяцы.

Материковый климат отличается от морского не только значениями максимальной и минимальной температур, но также и временем их наступления. Так, на материках максимальная температура наступает в среднем приблизительно на месяц позже, по сравнению с летним солнцестоянием, а минимальная температура запаздывает по сравнению с зимним солнцестоянием несколько меньше; в морских пунктах указанное запаздывание значительно больше: минимальная температура

запаздывает на 2—3 месяца (наступает в феврале—марте), максимальная температура запаздывает также, но несколько меньше (наступает в августе).

Весьма характерно для годового хода температуры в морском климате то, что весна здесь холодная, а осень теплая, апрель и май холоднее, чем октябрь и сентябрь. Напротив, в материковом климате нагревание идет быстрее и вообще (если нет снежного покрова) апрель теплее октября. Однако, в случае значительного снежного покрова, большое количество тепла затрачивается на таяние снега; вследствие этого повышение температуры весною замедляется и при том тем больше, чем толще снеговой покров; в результате под влиянием снегового покрова весна оказывается холоднее осени (апрель холоднее октября) и годовой ход температуры приближается к океаническому типу. Если зимние осадки в более высоких широтах над континентом небольшие, то нагревание весною идет быстро и апрель оказывается теплее октября. В Туркестане, центральной Азии и в Монголии снежный покров невелик и здесь октябрь и ноябрь холоднее, чем апрель и март. Так, напр., в Нукусе и Ташкенте апрель на 4.2° теплее октября и март на 3.5° теплее ноября. Напротив, под тою же широтою в Армении (Эривань, Карс, Александрополь) снежный покров значительный; здесь октябрь теплее апреля на 2.6° и ноябрь теплее марта на 2.9° .

Значительное влияние оказывают материки на влажность воздуха, облачность и осадки. Так как водяные пары, содержащиеся в атмосфере, обязаны своим происхождением испарению воды преимущественно с поверхности океанов, то, очевидно, влажность воздуха должна уменьшаться по мере углубления внутрь материков. Приведем пример, взятый у Ханна, показывающий наглядно, как уменьшается абсолютная и относительная влажность вглубь материка при перемещении по одной и той же параллели в 48° — 49° широты:

Изменения абс. и отн. влажности вглубь материка.

	Долгота восточн.	Абсолютная влажность.			Относительная влажность.		
		Зима.	Лето.	Год.	Зима.	Лето.	Год.
Париж	2.3°	5.0 мм.	10.3 мм.	7.5 мм.	86%	73%	79%
Вена	16.4	3.7 "	11.1 "	7.1 "	83	70	76
Зиновьевск	32.3	3.1 "	10.9 "	6.6 "	86	63	75
Дуганск	39.3	2.8 "	10.7 "	6.4 "	81	60	70
Иргиз	61.3	1.6 "	9.5 "	5.1 "	82	45	70

Абсолютная влажность вообще уменьшается вглубь континента и при том особенно резко зимою; летом, благодаря высокой температуре континента, абсолютная влажность изменяется мало. Относительная влажность в среднем годовом понижается и особенно сильно летом, вследствие повышения температуры; зимою она остается почти постоянной, вследствие понижения температуры внутрь континента; указанные изменения относительной влажности станут понятными, если припомним, что она зависит не только от содержания паров в атмосфере, но и от температуры воздуха, причем с повышением температуры относительная влажность должна уменьшаться и с понижением температуры повышаться.

Точно также средняя облачность, количество и повторяемость осадков уменьшаются вглубь материков; однако надо иметь в виду, что топографические условия места и преобладающие ветры могут здесь сильно маскировать влияние континентов.

Горный климат. Климат горных высот отличается в значительной мере от климата окружающих низин, причем отличия эти почти во всех климатических областях в общем сходны между собою. Характерной особенностью горного климата является раньше всего пониженное давление. Если предположить, что у уровня моря имеет место давление в 762 мм. и что температура с высотой падает на 0.5° на каждые 100 м. поднятия, тогда атмосферное давление на разных высотах выразится при начальной температуре в 0° и 25° следующими числами:

Высота	0	500	1000	2000	3000	4000 м.
Начальная { 0° . . .	762	716	671	590	517	452 мм.
температура { 25° . . .	762	720	679	604	536	475 мм.

Наиболее возвышенные населенные места имеют в среднем давление вдвое меньше нормального; так, напр., монастырь Ганле в Тибете расположен на высоте 4610 м. при среднем давлении в 433 мм. Пониженное давление на значительных высотах (больше 4000 м.) является причиной так наз. горной болезни, проявляющейся в головокружении, затрудненности дыхания, сонливости, сердцебиении и проч. Напротив, горный климат небольших высот (меньше 2000 м.) считается даже целебным (чистота и прохлада воздуха, усиленная работа легких и сердца).

Типичной чертой горного климата является повышенная инсоляция и излучение. Вследствие этого на высоких нагорьях, с увеличением места над уровнем моря, имеет место повышение суточных и годовых колебаний температуры воздуха. На отдельных горах подстилающая поверхность, сильно нагревающаяся при избытке инсоляции и сильно охлаждающаяся при преобладании излучения, сведена до минимума; в результате здесь получается климат, имеющий большое сходство с морским: суточные и годовые колебания температуры сильно сглажены, время наступления максимальных и минимальных годовых температур значительно запаздывает; весна здесь сравнительно холодная, осень—теплая. При этом следует отметить, что главное влияние на климат оказывает в данном случае не абсолютная высота места над уровнем моря, а относительное поднятие ее по сравнению с окружающей местностью.

Что касается средней годовой температуры воздуха, то она, как мы видели, вообще понижается по мере поднятия места над уровнем моря; в среднем понижение на каждые 100 м. высоты составляет 0.55° ; однако, в зависимости от местных условий, понижение это может колебаться в пределах от 0.5° до 0.7° . Вследствие понижения температуры с высотой, на известной высоте над уровнем моря встречаются местности, для которых средняя годовая температура равна 0° ; на экваторе такие места находятся на высоте около 5000 м.; по мере удаления от экватора, высота изотермы в 0° понижается; кроме того, она сильно изменяется в течение года, тогда как у экватора остается почти постоянной; в более высоких широтах нулевая изотерма постепенно опускается и наконец достигает уровня моря. Снег может выпадать и ниже границы изотермы в 0° , но в более теплое время года снежный покров стаивает. Однако на некоторой высоте в горных странах мы встречаем границу вечного снега; высота его зависит не только от средней температуры воздуха, но также от количества выпадающего

снега и от целого ряда местных условий: чем суше климат, чем более континентальным климатом обладает гора, тем граница вечного снега оказывается выше.

Содержание водяных паров в воздухе падает с высотой значительно быстрее, чем давление; на высоте 5500 м. давление уменьшается вдвое, тогда как упругость водяных паров понижается до $\frac{1}{7}$. Относительная влажность не обнаруживает правильных изменений с высотой; на уровне облаков она достигает, очевидно, максимума. С наветренной стороны тропических гор граница облаков лежит на высоте 1300—1600 м.; в средних широтах указанная граница летом значительно выше, чем зимою, и потому на больших высотах влажность летом значительно больше, чем зимою.

Количество осадков, выпадающих в горных местностях вообще растет с высотой до известной границы, а затем уменьшается; однако, увеличение количества осадков с высотой зависит от крутизны склонов и от местных условий; оно оказывается наибольшим на склонах, открытых влажным ветрам, особенно если они часто повторяются. В тех местностях, где различия в повторяемости различных ветров невелики и где различия в отношении влажности также невелики, карта распределения осадков горной местности имеет большое сходство с картой высот. В степях и пустынях горные возвышенности образуют как бы оазисы более значительной влажности и здесь появляются даже леса.

Благодаря повышенной инсоляции и излучению, солнечные и затененные склоны гор обнаруживают на небольшом сравнительно расстоянии весьма значительные различия в отношении климата и эти различия сильно сказываются в характере растительности.

Климат СССР. В общем курсе метеорологии представляется возможным ознакомиться лишь с важнейшими климатическими чертами СССР. Территория, занятая СССР, равна по своей площади почти шестой части всей суши; при такой площади и разнообразии рельефа климат нашего Союза представляет очень большие различия в отдельных частях. С севера СССР ограничен Северным Ледовитым океаном и далеко заходит за северный полярный круг (до 77° с. ш.), на юг он простирается до 35° с. ш. (в Закаспийской области); таким образом по меридиану он охватывает слишком 40° широты. С северо-запада СССР соприкасается с Балтийским морем, отделенным только узким Скандинавским полуостровом от Атлантического океана, на востоке берега его омываются Тихим океаном, что составляет таким образом почти 170° долготы. На пространстве Союза при таких протяжениях можно встретить всевозможные изменения климата, начиная от почти тропического до резко выраженного полярного климата, а также от почти морского до самого типичного материкового.

Температура воздуха в СССР. Приведем две таблицы, дающие средние месячные и годовые температуры для отдельных мест СССР; первая, более подробная, таблица охватывает ряд пунктов Европейской части СССР, Кавказа и Туркменской области, на основании последних данных Климатологического Отдела Главной Геофизической Обсерватории за 1881—1915 гг. (таблица I); вторая, сокращенная, содержит станции азиатской части СССР (таблица II). Европейские станции распределены по Промышленно-Экономическим Областям, установленным Госпланом; азиатские—по их географическому положению. Кроме того, рис. 195—198 дают нам карты годовых, январских и июльских изотерм, приведенных к уровню моря, а также изоамплитуд для европейской части СССР.

Из приведенных таблиц, а также карт мы видим, что средние годовые температуры на пространстве СССР изменяются от -17° на крайнем северо-востоке Сибири до $+17^{\circ}$ в Закаспийской области; в летние месяцы изменения температуры меньше; так, июльские изотермы изменяются от 30° в Закаспийской области до 2° на севере;

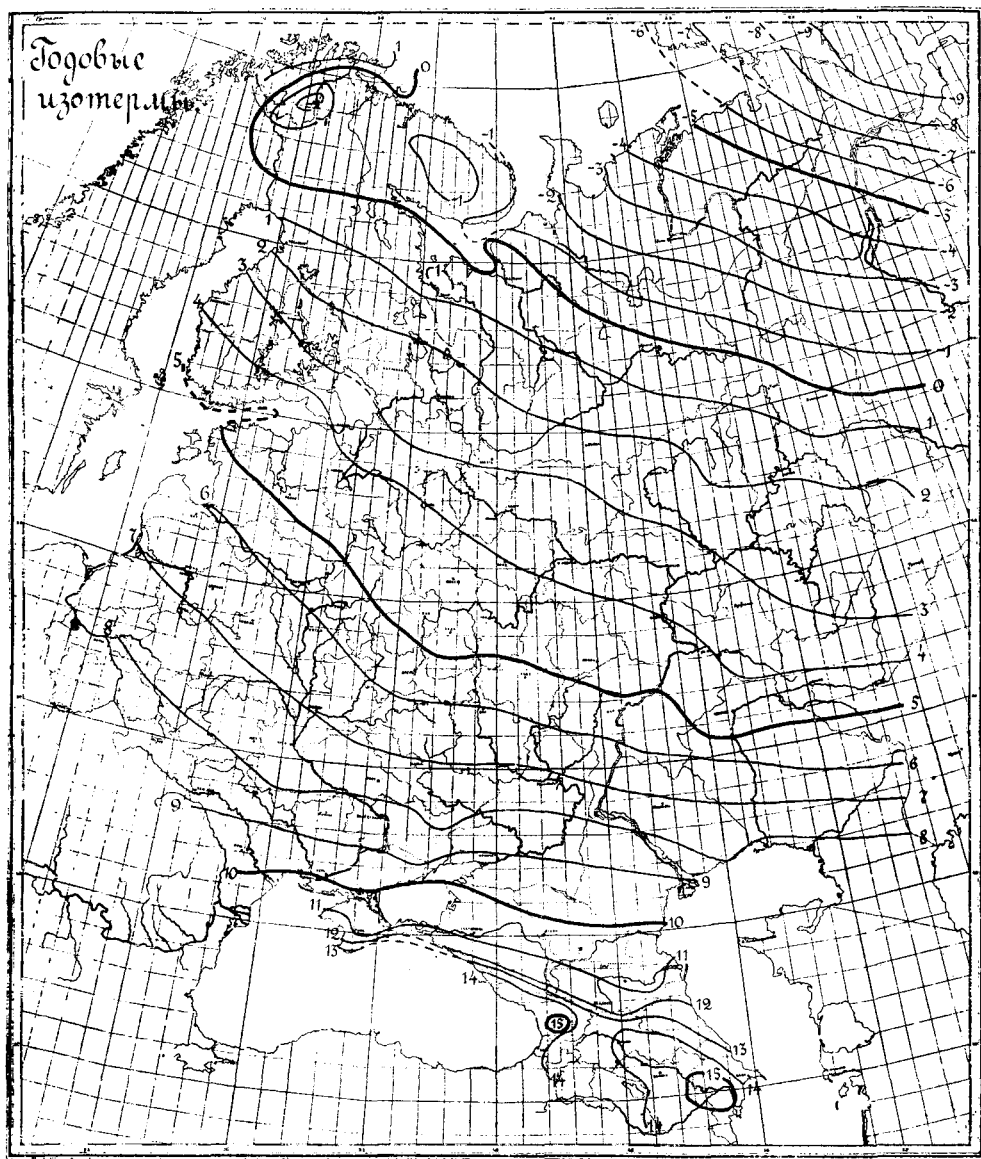


Рис. 195. Годовые изотермы.

значительно большие разности обнаруживают январские изотермы: в Закаспийской области средняя январская температура выше 2° , а около Верхоянска она понижается до -50° .

В средней полосе Европейской части СССР между 65° и 50° широты средняя годовая температура повышается от севера на юг довольно медленно и равномерно, приблизительно на 0.4° на каждый

градус широты (летом и зимою имеет место почти одинаковое изменение температуры); на юг от 50° к Черному морю повышение температуры идет быстрее, достигая почти 1° на один градус широты; при этом зимою указанное повышение доходит до 1.6° , летом же всего лишь 0.4° . Такие различия в изменении температуры с широтой объясняются, с одной стороны, умеряющим влиянием зимою Ледовитого океана, сравнительно теплого у северных берегов Европы, с другой

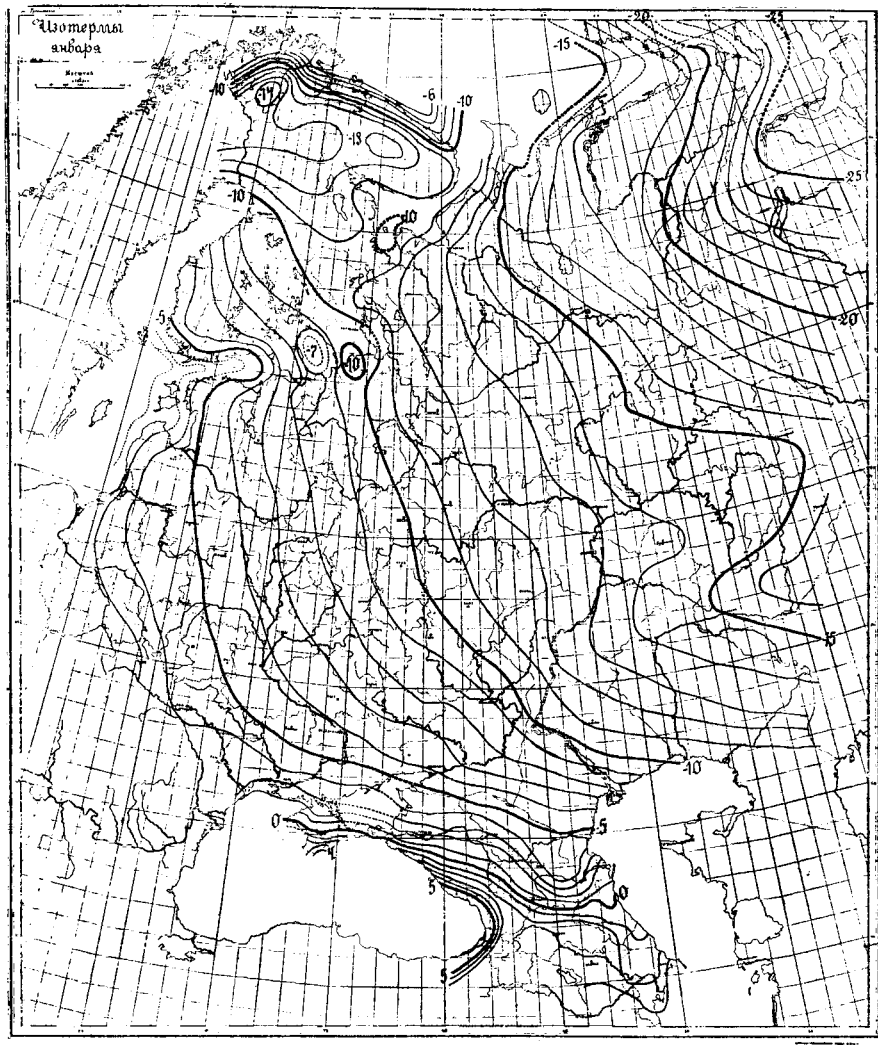


Рис. 196. Январские изотермы.

стороны, согревающим действием Черного и, быть может, Средиземного моря для южной полосы европейской части СССР. В западной Сибири, по меридиану Березов—Ташкент, изменение температуры составляет в среднем 0.8° на один градус широты.

Средняя годовая амплитуда в Европейской части СССР (рис. 198) увеличивается с запада на восток; так, в Северо-западной, Западной и Юго-западной областях она составляет 25° , в Северо-Восточной, Центрально-Промышленной и Центрально-Черноземной областях—около

30°, в Уральской, Средне и Нижне-Волжской—35° и в Западно-Киргизской области доходит почти до 40°. На побережьи Черного моря годовая амплитуда значительно уменьшается, понижаясь у южного берега Крыма и Кавказа до 20° и ниже (Сочи 17.5°). В Сибири она велика: на западе около 40°, а на востоке достигает размеров, превосходящих в этом отношении все другие местности земного шара. Значительная часть восточной Сибири имеет годовую амплитуду больше 50°, а на северо-востоке в долине Лены и соседних рек даже до 60°—65° (Верхоянск 66°).

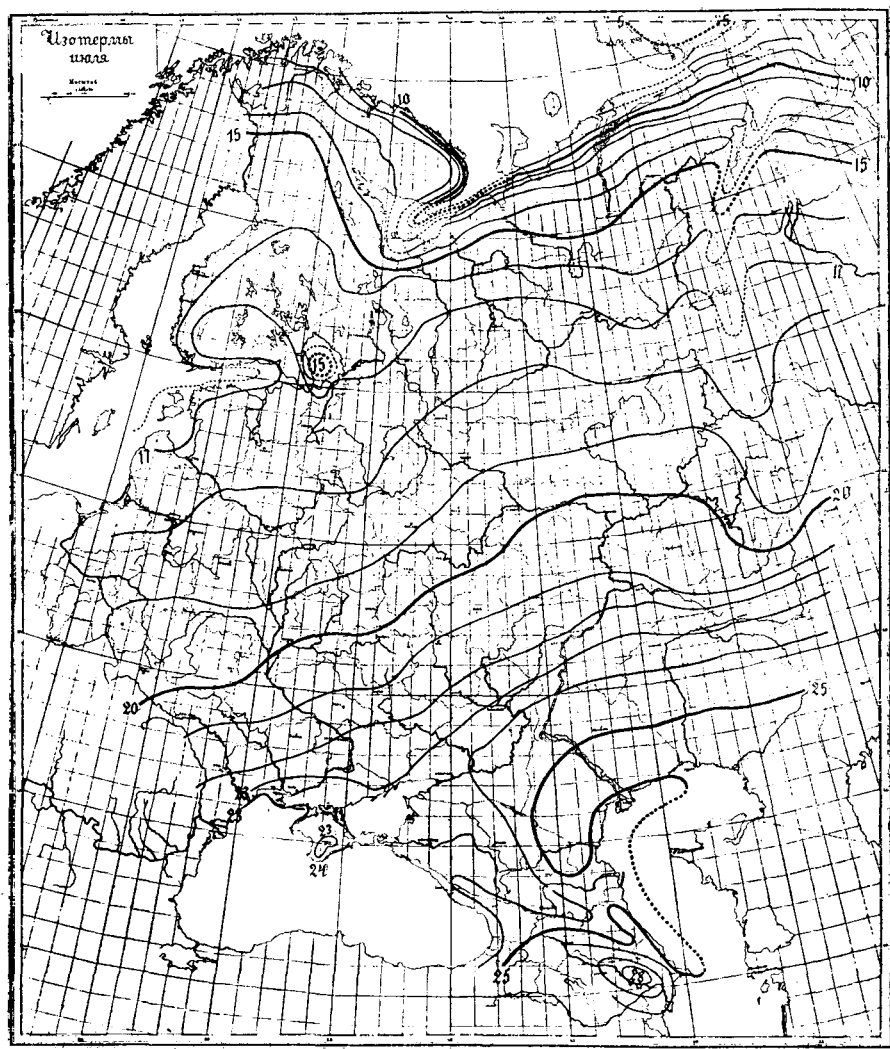


Рис. 197. Июльские изотермы.

На северо-востоке Сибири, как это было уже отмечено раньше, находится район с исключительно низкой зимней температурой (полюс холода). Причина таких холодов—весьма высокое давление, господствующее здесь зимою и создающее антициклонический характер погоды; благодаря сухой и ясной погоде и сильному излучению, нижние слои воздуха весьма охлаждены; кроме того, значительную роль играют и

топографические условия, а именно, с юга и востока расположено несколько высоких горных цепей, препятствующих оттоку холодного воздуха. Однако, исключительно низкие температуры имеют место лишь в слоях воздуха, прилежащих к почве; с высотой температура воздуха повышается и при том, повидимому, весьма значительно; к сожалению,

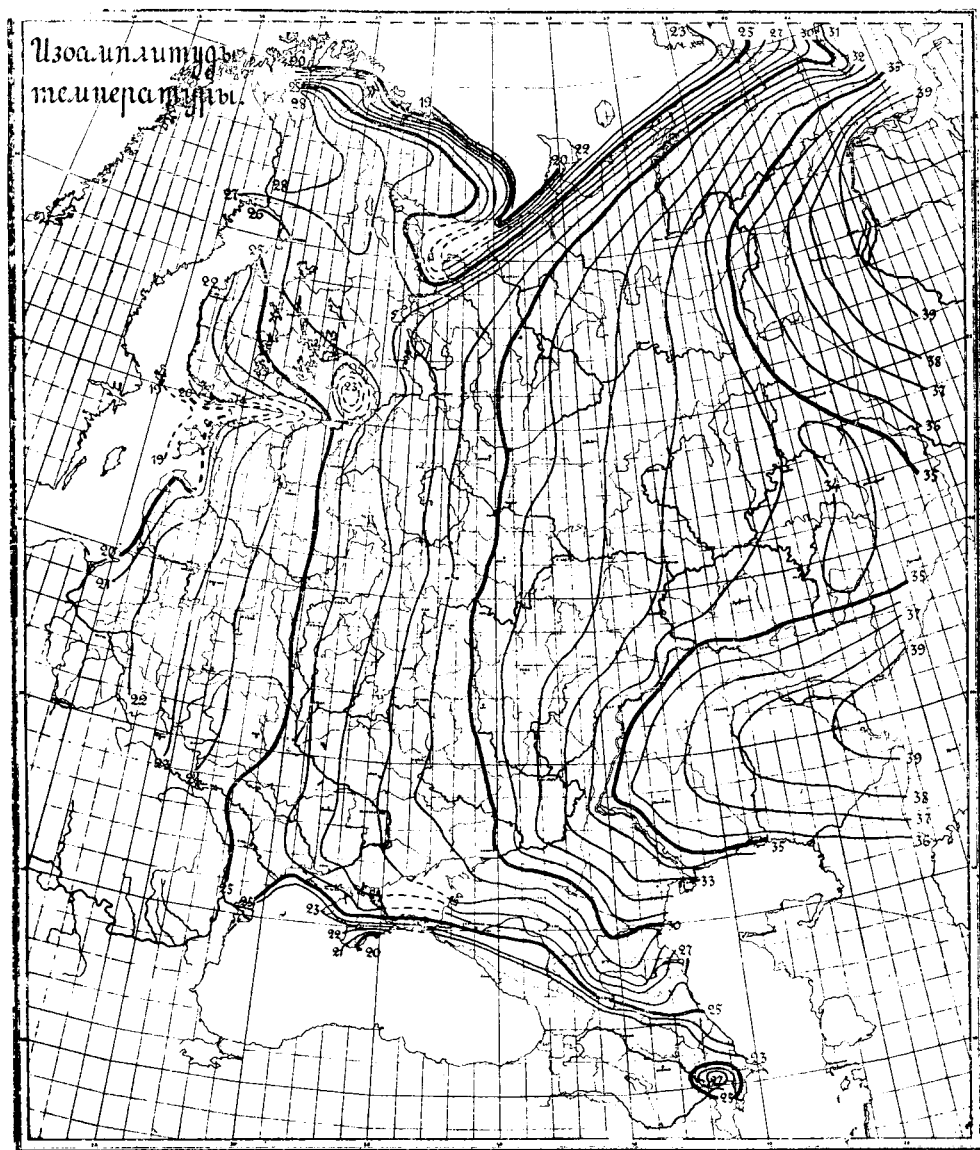


Рис. 198. Изоамплитуды температуры.

в этих местах не имеется исследований над температурой более высоких слоев атмосферы; однако отдельные наблюдения в горных местах показывают, что на горах температура зимою значительно выше, чем в долинах, причем в отдельные дни повышение температуры с высотой может достигать 20° .

Т А Б
Средние температуры для

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Широта.	Долгота на Е от Гринв.	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.
С е в е р о - З а п а д						
Кола	68°53'	33°1'	-11.53	-11.64	-8.08	-1.61
Кемь	64 57	34 39	-11.07	-11.09	-7.59	-0.90
Петрозаводск	61 47	34 23	-9.87	-9.64	-5.78	1.24
Ленинград (Г.л. Геоф. Обс.)	59 56	30 16	-7.61	-7.72	-4.14	2.76
Новгород	58 31	31 18	-8.44	-7.92	-4.20	3.26
Череповец	59 7	37 56	-11.85	-10.27	-5.95	2.13
С е в е р о - В о с т о ч						
Каргополь	61°30'	38°57'	-12.71	-11.39	-6.85	1.24
Архангельск	64 35	40 36	-13.30	-12.37	-8.10	-1.07
Усть-Сысольск	61 40	50 51	-16.03	-13.15	-7.46	0.62
Усть-Цильма	65 27	52 10	-18.22	-15.79	-10.75	-3.04
З а п а д н а я						
Великие Луки	56°21'	30°31'	-7.70	-6.81	-2.91	4.48
Минск	53 54	27 33	-6.79	-5.75	-2.08	4.91
Горки	54 17	30 59	-8.26	-7.11	-3.15	4.26
Жиздра	53 45	34 44	-9.05	-7.80	-3.50	4.51
Ц е н т р а л ь н о - П р о						
Кострома	57°46'	40°56'	-12.30	-10.25	-5.50	2.76
Нижний-Новгород	56 20	44 0	-12.22	-9.99	-4.98	3.77
Москва (Тим. с. х. а.)	55 50	37 33	-10.76	-9.14	-4.84	3.42
Елаьма	54 58	41 45	-12.05	-10.06	-5.15	3.94
Тула	54 12	37 37	-10.27	-8.84	-4.48	3.94
В я т с к о - В е т л у ж						
Вятка	58°36'	49°41'	-14.89	-12.15	-6.93	1.63
У р а л ь с к а я						
Чердынь	60°24'	56°31'	-17.83	-13.78	-7.86	0.58
Пермь	58 1	58 16	-16.01	-12.75	-7.05	1.82
Свердловск	56 50	60 38	-16.23	-13.08	-7.44	1.65
Уфа	54 43	55 56	-15.04	-12.78	-6.60	3.12
Златоуст	55 10	59 41	-15.77	-13.35	-8.07	0.67
Челябинск	55 10	61 24	-16.20	-13.96	-8.30	2.11
С р е д н е - В о л ж						
Казань (Унив.)	55°47'	49°8'	-13.64	-11.53	-6.23	3.50
Елабуга	55 45	52 4	-14.42	-12.58	-6.84	3.03
Томашев-Колок	53 14	50 12	-14.03	-12.20	-6.37	3.83
Пенза (уч. садов.)	53 11	45 1	-12.43	-10.79	-5.63	4.02
Земетчино	53 30	42 37	-11.99	-10.50	-5.67	4.16
Ц е н т р а л ь н о - Ч е р н о						
Козлов	52°53'	40°31'	-11.04	-9.61	-5.00	4.47
Курск	51 45	36 12	-9.26	-7.83	-3.28	5.31
Воронеж	51 40	39 13	-9.83	-8.29	-3.59	5.79
Урюпинская	50 48	42 0	-10.17	-8.74	-3.54	6.39

Л И Ц А I.
Европейской части СССР.

Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сен- тябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Год.	Ампл.
н а я О б л а с т ь.									
3.42	8.71	12.47	10.73	5.90	-0.29	-6.41	-10.41	-0.73	24.11
4.73	10.37	14.19	12.17	7.34	1.22	-4.58	-8.98	0.49	25.28
7.48	13.38	16.48	14.10	8.95	3.04	-2.74	-7.72	2.41	26.35
9.48	14.62	17.48	15.51	10.57	4.67	-0.93	-5.49	4.10	25.20
10.76	15.40	17.56	15.17	10.19	4.01	-1.70	-5.98	4.01	26.00
10.14	14.56	17.44	14.54	9.05	2.42	-4.06	-9.33	2.40	29.29
н а я О б л а с т ь.									
8.41	13.85	16.81	13.64	7.99	1.37	-5.11	-10.48	1.40	29.52
5.25	11.47	15.34	12.88	7.61	0.96	-5.86	-11.02	0.15	28.64
7.79	13.47	16.80	13.55	7.40	-0.28	-7.91	-13.75	0.09	32.83
3.08	9.67	14.38	11.59	5.93	-1.84	-10.11	-15.60	-2.56	32.60
О б л а с т ь.									
11.96	15.81	17.72	15.71	10.69	4.92	-0.95	-5.37	4.77	25.42
12.28	15.88	17.50	15.93	11.33	5.43	-0.46	-4.48	5.31	24.29
12.35	15.92	17.66	15.95	10.90	4.77	-1.16	-5.65	4.70	25.92
12.87	16.42	18.26	16.20	10.78	4.71	-1.50	-6.24	4.64	27.31
м ы ш л е н н а я О б л а с т ь.									
11.48	15.39	18.20	15.52	9.60	3.07	-3.97	-9.32	2.89	30.50
12.56	16.44	19.42	16.85	10.60	3.51	-3.69	-9.26	3.58	31.64
11.85	15.61	17.98	15.76	10.12	3.73	-2.82	-8.03	3.57	28.74
12.84	16.70	19.10	16.69	10.72	3.79	-3.38	-8.88	3.69	31.15
12.82	16.77	18.90	16.68	10.97	4.52	-2.16	-7.15	4.39	29.17
с к а я О б л а с т ь.									
10.04	14.94	18.12	14.94	8.68	1.22	-6.56	-12.17	1.41	33.01
О б л а с т ь.									
8.06	13.64	16.96	13.86	7.64	-0.70	-9.49	-15.42	-0.36	34.79
10.03	15.12	17.99	15.12	8.96	0.68	-7.37	-13.09	1.15	34.00
9.88	14.80	17.21	14.65	8.78	0.45	-7.80	-13.54	0.78	33.44
12.73	17.30	19.36	17.00	10.79	2.40	-5.80	-11.82	2.56	34.40
9.53	14.25	16.02	13.85	7.97	0.09	-7.46	-13.24	0.37	31.79
11.71	16.47	18.56	16.29	10.33	1.66	-6.84	-12.96	1.57	34.76
с к а я О б л а с т ь.									
13.03	17.39	19.93	17.43	10.96	3.37	-4.46	-10.28	3.29	33.57
12.46	17.18	19.70	17.16	10.62	2.76	-5.19	-11.33	2.71	34.12
14.12	18.31	20.71	18.44	11.99	3.94	-4.06	-10.22	3.70	34.74
13.29	17.13	19.57	17.50	11.09	4.01	-3.53	-9.17	3.75	32.00
13.41	17.42	19.75	17.57	11.21	4.21	-2.87	-8.45	4.02	31.74
з е м н а я О б л а с т ь.									
13.70	17.64	20.11	18.07	11.79	4.93	-2.42	-7.73	4.58	31.15
13.59	17.09	19.88	17.83	11.98	5.68	-1.41	-6.37	5.23	28.64
14.63	18.37	20.57	18.68	12.65	5.71	-1.34	-6.58	5.56	30.40
15.48	19.22	21.88	19.75	13.78	6.23	-0.88	-6.59	6.08	32.05

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Широта.	Долгота на Е от Гринв.	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.
Ю г о - З а п а д						
Киев	50°27'	30°30'	— 6.03	— 4.73	— 0.53	6.85
Лубны	50 1	33 2	— 6.90	— 5.37	— 0.80	6.99
Каменец-Подольск	48 40	26 34	— 5.38	— 3.40	1.20	7.70
Одесса (обсерв.)	46 29	30 44	— 3.09	— 1.70	1.97	7.56
Ю ж н о - П р о м ы ш						
Харьков	50°4'	36°9'	— 7.68	— 5.98	— 1.20	7.05
Днепропетровск	48 27	35 4	— 5.95	— 4.30	0.63	8.34
Луганск	48 35	39 20	— 7.02	— 5.29	0.07	8.35
Херсон	46 38	32 37	— 3.39	— 1.85	2.88	9.39
Ростов на-Дону	47 13	39 43	— 6.07	— 4.03	1.02	9.04
Н и ж н е - В о л ж						
Саратов	51°32'	46°3'	— 11.31	— 9.81	— 4.64	6.00
Усть-Медведицкая	49 35	42 45	— 9.49	— 7.79	— 2.52	7.36
Сталиград	48 42	44 31	— 9.86	— 7.77	— 2.35	7.82
Астрахань	46 21	48 2	— 7.13	— 5.13	0.37	8.81
З а п а д н о - К и р						
Оренбург	51°45'	55°6'	— 15.37	— 13.50	— 7.52	4.00
Уральск	51 12	51 22	— 14.57	— 13.02	— 7.33	4.63
Иргиз	48 37	61 16	— 15.51	— 14.13	— 7.23	6.04
Гурьев	47 7	51 55	— 10.49	— 8.86	— 2.50	8.20
Эмба	48 58	58 17	— 14.78	— 13.10	— 6.82	5.20
К р						
Симферополь	44°59'	34°4'	— 1.27	— 0.28	3.86	8.75
Керчь	45 21	36 29	— 1.33	— 0.32	3.37	8.65
Ялта	44 30	34 11	3.66	3.96	6.28	10.42
С е в е р н ы й						
Новороссийск	44°44'	37°49'	1.99	3.25	6.26	10.38
Сочи	43 34	39 46	5.34	6.16	8.48	11.27
Ставрополь	45 3	41 59	— 5.38	— 3.69	0.69	6.33
Владикавказ	43 2	44 41	— 4.45	— 2.55	2.36	8.05
Петровск	43 0	47 30	— 1.33	0.55	3.69	8.86
З а к а в						
Тифлис	41°43'	44°48'	0.06	2.53	6.67	11.40
Баку	40 41	49 51	3.37	4.09	6.36	10.53
Ленкорань	38 46	48 52	3.22	5.05	7.87	12.00
Батум	41 40	41 38	6.31	6.71	8.46	11.24
Т у р к м е н с к						
Красноводск	40°0'	52°59'	— 2.35	— 4.17	8.42	13.62
Нукус	42 27	59 38	— 6.36	— 3.46	3.66	12.79
			6.9			

Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сен- тябрь.	Октябрь	Ноябрь.	Декабрь.	Год.	Ампл.
н а я О б л а с т ь.									
14.60	17.40	19.27	18.16	13.42	7.34	0.67	— 3.52	6.91	25.30
14.85	17.91	20.22	18.96	13.67	7.40	0.41	— 4.18	6.93	27.12
14.62	17.42	19.45	18.93	14.39	8.66	1.60	— 2.40	7.73	24.83
14.44	18.66	21.40	20.97	16.33	11.17	4.64	0.12	9.37	24.49
л е н н а я О б л а с т ь.									
14.45	18.33	20.55	18.83	13.21	6.91	0.17	— 4.76	6.66	28.23
15.94	19.41	22.27	21.05	15.42	8.85	1.60	— 3.06	8.35	28.22
15.97	19.55	22.25	20.72	14.55	8.04	1.14	— 3.52	7.90	29.27
16.64	20.49	23.31	22.24	16.82	10.85	3.88	— 0.44	10.06	26.70
16.81	20.73	23.73	22.75	16.50	9.81	2.26	— 2.47	9.17	29.80
с к а я О б л а с т ь.									
16.03	20.41	23.14	21.13	14.29	6.34	— 1.84	— 7.70	6.00	34.45
16.40	20.50	23.24	21.44	15.02	7.26	— 0.31	— 5.93	7.10	32.73
17.01	21.73	24.72	22.94	16.02	7.98	0.05	— 5.81	7.71	34.58
17.62	22.57	25.19	23.23	16.95	9.68	2.19	— 3.03	9.25	32.32
г п з с к а я О б л а с т ь.									
14.77	19.68	22.04	19.73	13.03	4.24	— 4.55	— 11.03	3.79	37.41
14.72	19.93	22.92	20.31	13.29	4.94	— 3.84	— 9.88	4.34	37.49
16.75	22.61	25.14	22.85	15.48	6.02	— 3.86	— 11.29	5.24	40.65
17.53	22.75	25.31	22.98	16.12	7.93	— 0.12	— 5.49	7.85	35.80
15.42	21.11	23.68	21.32	13.98	4.89	— 4.20	— 10.83	4.66	38.46
ы м.									
14.80	18.68	21.56	20.72	15.67	11.13	4.79	1.65	10.00	22.83
15.19	19.89	23.44	22.91	17.86	12.63	6.17	2.13	10.88	24.77
16.07	20.48	24.06	23.77	19.04	14.20	8.75	6.08	13.07	20.40
К а в к а з.									
15.56	19.98	23.58	23.64	18.90	14.58	8.07	4.95	12.60	21.65
15.41	19.34	22.31	22.85	19.37	16.32	11.00	8.19	13.85	17.51
12.68	16.47	19.43	18.95	13.89	8.52	1.92	— 1.73	7.34	24.81
14.09	17.65	20.35	19.71	14.80	9.71	2.89	— 1.41	8.41	24.80
16.16	21.37	24.64	24.04	19.22	13.54	6.71	2.43	11.66	25.97
К а з ь е.									
16.83	20.89	24.16	24.57	19.70	13.89	7.22	2.87	12.57	24.51
17.13	22.05	25.16	25.28	21.46	16.63	10.83	6.66	13.89	21.91
18.42	23.11	25.78	25.63	21.46	16.69	10.74	6.32	14.69	22.56
15.75	20.13	23.01	23.13	19.98	16.44	11.95	9.14	14.34	16.82
а я О б л а с т ь.									
20.67	25.11	28.55	28.47	23.59	16.97	10.46	6.18	15.71	26.20
20.22	24.42	25.95	23.87	18.33	10.19	3.18	— 2.40	10.87	32.31

ТАБЛИЦА II.

Средние температуры для азиатской части СССР.

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ	Широта.	Долгота на Е от Гринв.	Январь.	Апрель.	Июль.	Октябрь.	Год.	Амплитуда.
Ашур-Ада	36°54'	53°55'	6.9	15.3	27.3 28.0 ²⁾	20.6	17.6	21.1
Нижний-Тагильск . . .	57 55	59 53	-16.8	1.4	18.4	0.7	0.6	35.2
Златоуст	55 10	59 41	-16.6	0.8	16.4	0.8	0.2	33.0
Обдорск	66 31	66 35	-26.9	-11.6	13.6	-5.8	-7.8	40.5
Березов	63 56	65 4	-23.7	-6.1	16.3	-3.9	-4.6	40.0
Вогословск	59 45	60 1	-19.2	-0.4	17.0	-0.6	-1.3	36.2
Тобольск	58 12	68 14	-19.0	0.6	19.1	0.4	-0.2	38.1
Иргиз	48 37	61 16	-15.9	6.5	24.5	5.7	5.0	40.0
Казалинск	45 46	62 71	-11.7	9.2	25.8	7.4	7.6	37.5
Петро-Александровск. .	41 28	61 5	-5.2	14.4	28.4	11.1	12.5	33.6
Самарканд	39 39	66 57	0.1	13.9	25.5	12.3	13.3	25.4
Ташкент	41 20	69 18	-1.1	14.5	27.1	12.0	13.4	28.2
Нарым	59 21	80 16	-21.9	-1.8	19.6	-1.7	-2.0	41.5
Ишим	59 6	69 22	-19.9	0.0	18.9	0.8	6.0	38.8
Курган	55 26	65 23	-18.6	1.3	20.4	2.7	1.2	39.0
Енисейск	58 27	92 6	-23.4	-2.0	19.4	-1.5	-2.2	42.8
Красноярск	56 1	92 53	-19.8	1.4	19.3	1.1	0.5	39.1
Туруханск	65 55	87 38	-28.2	-10.8	15.3	-7.5	-8.2	43.5
Иркутск	52 16	104 19	-20.8	1.6	18.4	0.7	-0.4	39.2
Нерчинск	51 19	119 37	-29.7	-0.4	18.5	-1.5	-3.7	48.2
Владивосток	50 15	127 38	-25.4	1.6	21.3	1.3	-0.6	46.7
Урга	47 55	106 50	-26.2	0.9	17.5	-1.8	-2.4	43.7
Якутск	62 1	129 43	-43.3	-9.0	19.0	-8.8	-11.0	62.3
Охотск	59 21	143 17	-23.6	-5.9	12.7	-3.0	-5.2	36.5
Николаевск н/А. . . .	53 8	140 45	-23.4	-2.9	16.8	1.8	-2.3	40.2
Петропавловск	53 0	148 43	-8.9	-0.9	14.3	4.3	2.1	24.7
Владивосток	43 7	131 34	-15.1	4.0	18.9 20.8 ²⁾	9.2	4.3	35.9
Верхне-Удинск	51 49	107 35	-27.4	0.2	19.0	-1.1	-2.2	46.4
Селенгинск	51 6	106 53	-26.5	2.6	21.4	1.1	-0.8	47.9
Кяхта	50 21	106 31	-28.0	2.0	19.5	0.0	-1.5	47.5
Олекминск	60 22	120 26	-36.3	-4.9	18.9	-4.5	-7.4	55.2
Маршинское	62 10	129 43	-45.1	-7.4	18.8	-9.0	-11.1	63.9
Хабаровск	48 28	135 7	-25.1	2.3	20.8	3.5	0.5	45.9
Малые Кармакулы . . .	72 23	52 43	-16.2	-10.0	6.2	-3.2	-6.3	22.7
(Н. Земля)			-16.5 ¹⁾					
Маточкин Шар	73 17	54 21	-15.5 -22.0 ¹⁾	-13.2	4.5 5.2 ²⁾	-5.4	-8.3	27.2
Сагастырь	73 23	124 5	-36.5 -38.0 ¹⁾	-21.6	4.6	-14.6	-17.3	42.6
Верхоянск	67 33	133 24	-50.5	-13.7	15.4	-14.9	-16.3	65.9
Нижний Колымск . . .	68 32	160 59	-36.4	-15.2	12.3	-10.1	-12.6	48.7

¹⁾ Средняя температура февраля.

²⁾ " " августа.

Нелишне остановиться на весьма значительном влиянии, какое имеет Байкальское озеро на температуру воздуха окружающей местности. По мнению Воейкова, не одно озеро в свете не оказывает такого значительного влияния; летом Байкальское озеро оказывает охлаждающее, зимою — нагревающее действие; в то время как первое достигает —5.0°, второе достигает в декабре +10.9°; в результате годовая амплитуда температуры воздуха для станций на самом озере составляет около 31°, тогда как в некотором расстоянии от него повышается до 43°.

Чтобы иметь понятие о том, в каких пределах изменяется температура воздуха, приведем таблицу III средних годовых максимальных и минимальных температур, а также абсолютного минимума.

Т А Б Л И Ц А III.

Средние годовые максимальные и минимальные температуры и абсолютный минимум.

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Средний		Разность.	Абсолютный минимум.
	Максимум.	Минимум.		
Архангельск	29.2	—35.6	64.8	—47.5
Ленинград	29.3	—28.5	57.8	—39.0
Усть-Сысольск	29.5	—37.1	66.6	—48.8
Кострома	30.8	—32.7	63.5	—40.8
Москва	31.4	—30.5	61.9	—42.5
Тамбов	34.2	—30.0	64.2	—36.9
Курск	32.6	—28.5	61.1	—41.2
Киев	32.1	—23.2	55.3	—33.1
Николаев	35.2	—21.4	56.6	—30.0
Севастополь	34.0	—12.4	46.4	—16.9
Пермь	33.3	—37.0	70.3	—45.0
Казань	31.1	—32.4	63.5	—37.0
Самара	34.5	30.8	65.3	—37.1
Сарепта	37.5	—28.4	65.9	—34.4
Лугань	35.5	—28.4	63.9	—40.8
Ставрополь	32.3	—21.6	53.9	—25.6
Тифлис	35.9	—12.0	47.9	—17.2
Астрахань	36.3	—26.0	62.3	—31.9
Оренбург	35.6	—33.2	68.8	—40.5
Иргиз	38.1	—34.1	72.2	—38.6
Нукус	40.5	—26.3	66.8	—31.3
Ташкент	39.6	—19.7	59.3	—28.1
Самарканд	37.6	—16.6	54.2	—20.9
Вогословск	29.5	—45.8	75.3	—49.4
Свердловск	30.9	—38.1	69.0	—44.6
Ишим	30.9	—42.0	72.9	—54.0
Барнаул	32.5	—45.1	77.6	—55.0
Енисейск	31.4	—48.0	79.4	—58.6
Верхоянск	29.6	—63.9	93.5	—69.8
Якутск	33.0	—54.8	87.8	—64.4
Иркутск	34.9	—38.4	73.3	—46.4
Нерчинск	31.6	—42.0	73.6	—47.2
Урга	38.2	—42.6	80.8	—43.6
Охотск	23.6	—38.9	62.5	—46.2
Николаевск	28.5	—39.0	67.5	—50.0
Владивосток	30.6	—25.6	56.2	—32.8
Харбин	33.4	—14.7	48.1	—18.5

Наименьшие абсолютные колебания температуры наблюдаются в Крыму и на Кавказе (Севастополь 46.4, Тифлис 47.9), затем следуют юго-запад и северо-запад (Киев 55.3 и Ленинград 57.8). В восточной полосе европейской части СССР они достигают 70° и более; особенно велики эти колебания в восточной Сибири, причем в Якутске они доходят до 87.8°, а в Верхоянске 93.5°. Средний годовой максимум распределяется довольно равномерно; даже на крайнем севере он составляет около 30°, до 40° он повышается лишь в области Аральского моря и прилегающих степей. Значительно большие колебания обнаруживает средний минимум: от —12.0° в Тифлисе и —12.4° в Севастополе (в Баку даже —4.8°) до —63.9° в Верхоянске. Южная граница области, внутри которой минимальная температура может понижаться иногда ниже —40°, так что замерзает ртуть, проходит от Лапландии через Финляндию, Ленинград, Курск, Харьков; затем поворачивает на Саратов, проходит южнее Оренбурга, внутри Азии идет между 45°—50° широты и достигает берегов Тихого океана немного севернее Владивостока.

В таблице IV приведено время наступления первых и последних морозов и продолжительность безморозного периода. Из таблицы видно, что майские морозы в среднем проникают далеко на юг, достигая Харькова и Уральского; на крайнем севере, а также на востоке до широт Свердловска и Златоуста возможны и июньские морозы. Первые морозы приходятся для значительной части европейских областей СССР на вторую половину сентября и начало октября; лишь на крайнем севере и востоке они наблюдаются уже в начале сентября, тогда как в южной полосе первые морозы приходятся на конец октября; на Кавказе же они имеют место в ноябре и декабре. Следует отметить, что данные таблицы относятся к температуре в будке; у поверхности растительного покрова минимальная температура может быть значительно ниже; вследствие этого время наступления первого мороза может быть раньше, время последнего мороза — позже и безморозный период должен быть значительно короче.

Т А Б Л И Ц А IV.

Время наступления первых и последних морозов.

	Первый мороз.	Последний мороз.	Безморозн. период. Число дней.
Кемь	4 сентября	8 июня	83
Ленинград (Гл. Геоф. Obs.)	9 октября	5 мая	156
Архангельск	26 сентября	30 "	118
Усть-Сысольск	9 "	24 "	105
Великие Луки	29 "	5 "	146
Нижний Новгород	2 октября	3 "	151
Москва (С.-Х. Акад.)	23 сентября	18 "	127
Елаьтма	28 "	6 "	144
Вятка	20 "	20 "	122
Пермь	20 "	22 "	120
Свердловск	15 "	1 июня	105
Уфа	28 "	3 мая	147
Златоуст	11 "	1 июня	101
Казань (Увив.)	30 "	5 мая	147
Елабуга	29 "	9 "	142

	Первый мороз.	Последний мороз.	Безмороз. период.
			Число дней.
Пенза	3 октября	6 "	149
Земетчино	20 сентября	11 "	131
Козлов	30 "	5 "	147
Киев (Унив.)	15 октября	20 апреля	177
Одесса (Унив.)	1 ноября	6 "	213
Зиновьевск	1 октября	27 "	156
Харьков (Унив.)	29 сентября	1 мая	150
Днепропетровск	20 октября	13 апреля	190
Луганск	23 сентября	27 "	153
Херсон	17 октября	13 "	187
Ростов н/Д.	15 "	12 "	186
Саратов	9 "	23 "	168
Астрахань	20 "	11 "	192
Оренбург	29 сентября	5 мая	146
Уральск	3 октября	28 апреля	157
Гурьев	6 "	19 "	169
Новороссийск	14 ноября	1 "	227
Ставрополь	20 октября	19 "	184
Тифлис	11 ноября	29 марта	226
Бак	25 декабря	4 "	295

Абсолютная и относительная влажность. Таблица V дает нам значения влажности для ряда станций европейской части СССР и Кавказа. Согласно исследованиям А. А. Каминского, в среднем годовом абсолютная влажность в общем увеличивается с севера на юг, с 2.5 мм. на северо-востоке Сибири до 11 мм. на юго-восточном побережье Черного моря и на юго-западе Каспийского моря. Зимой она значительно меньше—всего около 5 мм. у Крымского и Кавказского побережья, а на обширных равнинах северной Сибири она падает до 0.1 мм. в среднем за месяц. В летнее время абсолютная влажность сильно возрастает, достигая 5 мм. на крайнем севере и до 18 мм. у юго-восточного побережья Черного моря и юго-западного побережья Каспийского.

Относительная влажность на большей части территории в среднем за год равна 70—80%, на крайнем севере она повышается до 85%, а на юго-востоке, в Закаспийской области падает до 50%. В январе для большей части СССР относительная влажность колеблется около 85%. Наименьшая величина ее наблюдается в июле. На крайнем севере у побережья Ледовитого океана она все же составляет в июле 80% и даже 90% у сибирского побережья. На юг она понижается сначала медленно; так, напр., по линии Архангельск—Орел она падает приблизительно от 75 до 70%; далее на юг и юго-восток она падает быстрее, достигая в Нижне-Волжской области 55%; в Закаспийской области она понижается даже до 25%.

Распределение облачности и осадков в СССР. Таблица VI дает нам значения облачности в %/о покрытия неба облаками; согласно вычислениям А. М. Шенрока, наибольшая облачность в среднем годовом имеет место на крайнем северо-западе СССР, где она достигает 75%; отсюда на юг и юго-восток она падает до 55% на юге европейской части СССР, до 45% на юге Закавказья и до 35% в Закаспийской области. Зимой в западной части она достигает 80%, для центральной полосы составляет около 70%; далее на восток она понижается до 60%

в западной части Сибири, а в восточной до 40% и до 20% в центральной части; в Закаспийской области она составляет около 50—55%. Летом облачность понижается от 70% на севере до 40% и даже 35% на юге СССР; в Закаспийской области она понижается даже до 10%. Следует отметить весьма высокую облачность у восточных берегов Тихого океана, которая в среднем составляет около 70%; такая значительная облачность объясняется муссонным характером ветров, приносящих в летнее время влажные массы воздуха с Тихого океана.

Полезным дополнением для общего представления о распределении облачности может служить таблица VII числа ясных и пасмурных дней в среднем за год и по отдельным временам года (по А. М. Шенроку); в то время, как на крайнем северо-западе число ясных дней в году меньше 20, в Закаспийской области оно доходит до 180; число пасмурных дней доходит у побережья Белого моря до 200, в Закаспийской области оно понижается до 60.

Для суждения о распределении осадков приводим таблицу VIII средних месячных и годовых сумм осадков для европейской части СССР, согласно вычислениям С. И. Небольсина, за период 1888—1912 гг.; кроме того, для более наглядного представления о распределении осадков дана также карта С. И. Небольсина годового распределения осадков для европейской части СССР (рис. 199). Что касается осадков для остальной части Союза, то они даны в дополнительной таблице, на основании чисел, приведенных в курсе Климатологии Ханна; числа последней таблицы не вполне сравнимы между собою, так как охватывают различные периоды наблюдений.

Годовое количество осадков, выпадающих в европейской части СССР, колеблется от 160 до 650 мм. Наименьшее количество осадков выпадает на юго-востоке на побережье Каспийского моря (Астрахань 162 мм., Гурьев 165 мм.) и на северо-востоке (Мезень 290 мм.); наибольшее количество приходится на верховья Днепра в Смоленской и Могилевской губерниях (Могилев 633 мм., Смоленск 650 мм., Тяполово 643 мм.). Вообще наиболее орошаемы южная часть Северо-Западной области (Ленинград 522 и Валдай 595 мм.), Западная область (Минск 613 мм.), большая часть центра, исключая Ульяновскую, Пензенскую, Тамбовскую и южные уезды Рязанской губернии и высокая часть Уральской области, где годовое количество осадков колеблется от 550 до 650 мм. На северо-восток и юго-восток осадки постепенно уменьшаются; их разделяет полоса большего количества осадков от 400 до 550 мм., занимающая Вятскую, Казанскую, Пермскую и Уфимскую губернии.

Количество осадков в азиатской части СССР.

Р а й о н ы.	
Аральское море	160 мм.
Западная Сибирь	340 "
Восточная "	270 "
Амурская Область	440 "
Восточный берег Сибири (51° с. ш.)	490 "
Сахалин	540 "
Сагастьрь	80 "

Сибирь вообще бедна осадками; в средней части ее выпадает осадков от 300 до 400 мм.; на береговых равнинах всего севера Сибири осадков выпадает меньше 200 мм.; в Арало-Каспийских степях количество осадков чрезвычайно мало; так, к югу Аральского моря оно меньше 100 мм. Наибольшие количества осадков наблюдаются на берегах Тихого океана; у западных берегов Охотского моря и на юге

Камчатки осадки составляют 800—1000 мм. Наибольшее количество осадков для всего СССР приходится у восточного побережья Черного моря, где оно доходит почти до 2500 мм. (Кутаис 1420, Поти 1630, Сочи 2080 и Батум 2370 мм.).

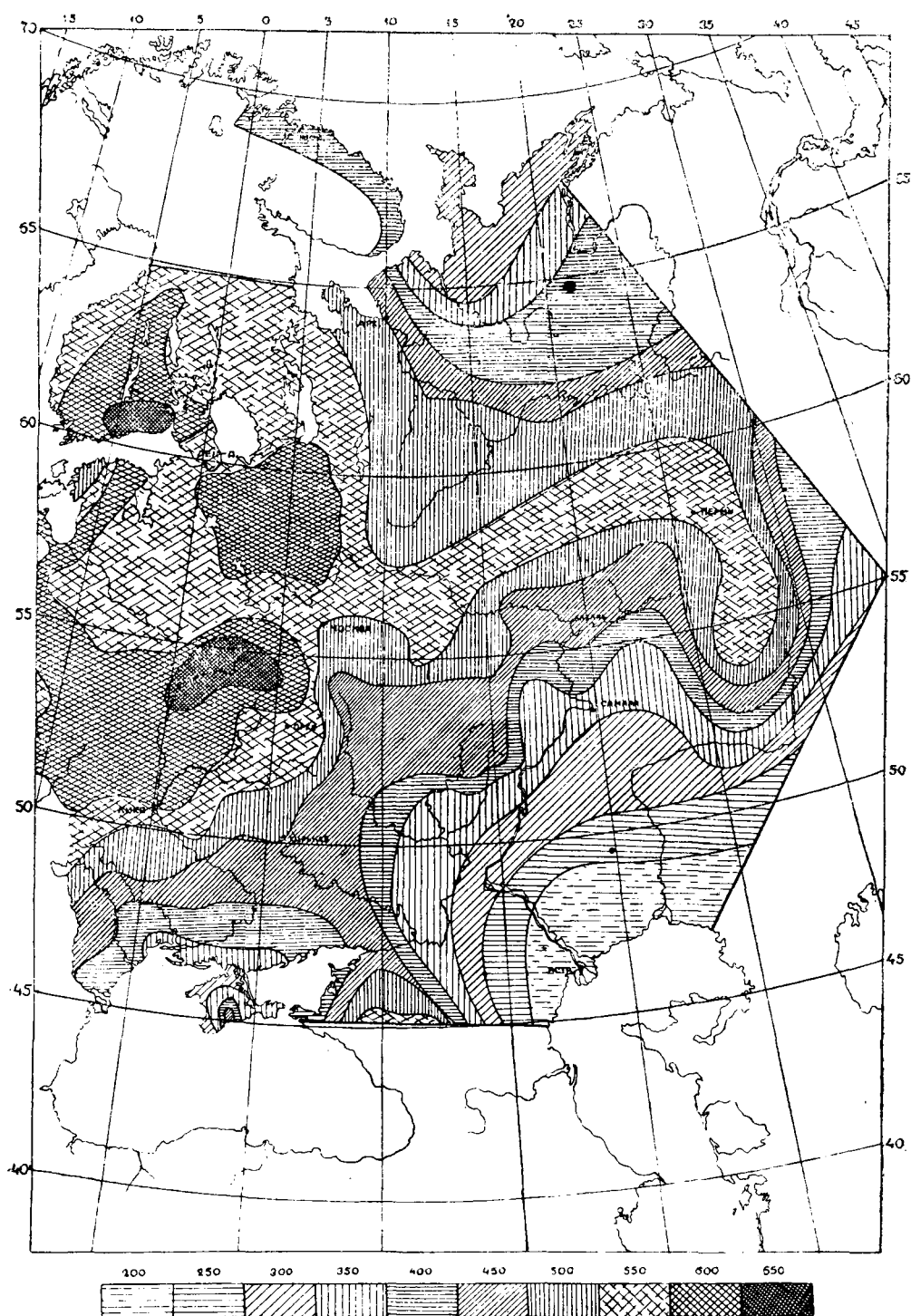


Рис. 199. Годовые суммы осадков для европ. части СССР.

Т А Б Л И Ц А V.

Влажность абсолютная и относительная.

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ	Янв.		Апр.		Июль.		Окт.		Год.	
	абс.	отн.	абс.	отн.	абс.	отн.	абс.	отн.	абс.	отн.
Северо-Западная область										
Ленинград	2.4 88		4.0 73		10.4 71		5.4 84		5.5 79	
Новгород	2.4 86		4.3 73		11.9 74		5.6 86		6.0 80	
Северо-Восточная область.										
Усть-Сысольск	1.4 89		3.3 67		10.9 71		4.4 88		4.9 80	
Западная область.										
Горки	2.4 87		4.8 74		11.5 74		5.7 84		6 0 80	
Центрально-Промышленная область.										
Елаьта	1.6 86		4.5 71		11.6 69		5.5 84		5.7 78	
Иваново-Вознесенск	1.5 86		4.0 71		11.6 71		5 5 85		5.6 79	
Вышний Волочок	2.6 87		4.3 73		11.1 74		5 4 86		5.6 80	
Тверь	2.0 86		4.5 76		11.4 73		5 5 86		5.8 81	
Калуга	2.0 86		4 8 74		11.6 70		5 8 84		5.9 78	
Вятско-Ветлужская область.										
Вятка	1.3 88		3.6 71		11 2 71		5.0 89		5.2 80	
Уральская область.										
Златоуст	1.2 86		3.5 71		10.5 76		4.1 81		4.8 78	
Средне-Волжская область.										
Земетчино	1.7 84		4.5 74		11.4 65		5.5 82		5.8 77	
Елабуга	1.3 83		4.3 72		12.5 72		4.9 81		5 7 77	
Ульяновск	1.6 88		4.3 74		11.6 66		5.0 81		5.6 77	
Пенза	1 6 87		4 6 71		11.2 61		5 5 79		5.6 76	
Полибино	1.4 87		4.3 76		12.2 71		5.1 84		5.7 80	
Центрально-Черноземная область.										
Козлов	2.1 88		5.1 79		12.1 66		5.9 83		6.2 79	
Тамбов	1.9 84		4.9 74		11.9 66		5.7 81		6 0 77	
Богородицкое	2.1 85		5 1 68		11 4 62		6.1 81		6.0 75	
Орел	2.1 86		5.2 78		12.1 69		6.1 84		6.2 80	
Юго-Западная область.										
Киев	2.5 87		5.0 70		11.6 68		6.4 77		6.4 76	
Чернигов	2.9 84		5 4 72		11.7 65		6 3 80		6 5 75	
Умань	2 7 87		5.4 72		11.7 68		6.8 80		6.6 77	
Кишинев	2.9 83		6.5 72		12.7 67		7.8 80		7.5 76	
Южно-Промышленная область.										
Луганск	2.5 81		5.4 64		11 5 55		6.4 74		6.4 70	
Нижне-Волжская область.										
Саратов	1.8 86		4.9 71		11 5 57		5 7 73		5 9 72	
Астрахань	2.1 85		5 4 66		13.8 57		6.9 73		7.3 72	
Западно-Кавказская область.										
Оренбург	1.3 90		4.8 74		11 7 63		5.2 78		5.6 75	
Уральск	1.4 88		4 4 74		10 8 56		5 3 77		5.4 74	
Гурьев	1 8 85		5 3 71		13 7 58		6.1 74		7 0 74	
К р ы м.										
Симферополь	3 5 81		5 8 68		12 0 62		7 7 76		7.3 73	
Севастополь	4.3 79		6.2 70		14.1 66		9.3 74		8.3 72	
Северный Кавказ.										
Петровск	3.7 84		6.8 79		15.3 65		9.9 80		9 0 77	
Закавказье.										
Тифлис	3.5 74		6 6 63		11.7 53		8.3 76		7 5 65	
Эривань	2.4 82		6.2 61		11.6 51		7.2 63		7 0 66	
Ленкорань	4.9 86		8 8 85		17.6 71		12.7 85		11.2 82	

ТАБЛИЦА VI.

Облачность в ‰ покрытия неба.

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Январь.	Апрель	Июль.	Октябрь.	Год.
Северо-Западная Область.					
Кола	72	69	77	83	74
Кемь	73	68	64	77	72
Петрозаводск	73	57	56	74	66
Ленинград	81	58	56	76	67
Новгород	80	56	59	78	69
Псков	77	58	56	73	66
Северо-Восточная Область.					
Каргополь	72	58	61	78	69
Архангельск	75	69	62	82	73
Усть-Сысольск	60	62	60	83	69
Западная Область.					
Великие Луки	77	53	54	72	64
Горки	79	60	54	69	66
Центрально-Промышленная Область.					
Кострома	75	60	57	77	68
Нижний-Новгород	68	54	50	69	62
Москва	77	58	49	71	64
Ела́тма	75	53	45	72	61
Вятско-Ветлужская Область.					
Вятка	69	53	50	75	63
Уральская Область.					
Пермь	75	59	61	83	72
Свердловск	64	60	63	75	67
Златоуст	70	64	64	77	69
Средне-Волжская Область.					
Казань	74	63	56	75	68
Ульяновск	70	60	53	69	64
Земетчино	74	57	47	71	63
Центрально-Черноземная Область.					
Козлов	72	57	46	68	62
Тамбов	75	62	53	73	68
Воронеж	65	53	39	54	53
Урюпинская	73	66	50	69	66
Юго-Западная Область.					
Киев	77	59	49	63	63
Чернигов	74	57	46	61	60
Одесса	76	55	38	56	57
Зиновьевск	75	62	49	64	63
Южно-Промышленная Область.					
Харьков	69	58	46	60	59
Херсон	71	62	42	61	59
Нижне-Волжская Область.					
Саратов	71	60	46	62	59
Астрахань	69	54	37	50	53
Западно-Киргизская Область.					
Оренбург	65	53	49	61	56
Уральск	69	60	53	67	63
Гурьев	65	50	37	49	50

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Январь.	Апрель.	Июль.	Октябрь.	Год.
К р ы м.					
Симферополь	58	48	25	48	45
Керчь.	76	54	31	52	54
Ялта	61	50	26	44	46
Севастополь	72	53	29	50	53
Северный Кавказ.					
Новороссийск	70	62	40	52	57
Ставрополь	71	59	38	53	56
Владикавказ	66	69	59	59	64
Петровск	75	65	35	57	59
З а к а в к а з ь е.					
Тифлис	61	60	43	50	53
Эривань.	67	58	26	29	45
Баку.	68	60	32	59	54
Ленкорань.	70	69	38	57	58
Ватум	52	56	48	38	50
Елизаветполь.	58	60	40	50	50
Туркменская Область.					
Красноводск	61	47	27	32	40
Ашур-Ада	52	50	33	38	42
Нукус	53	43	15	22	32

ТАБЛИЦА VII.

Число ясных и пасмурных дней.

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Весна.		Лето.		Осень.		Зима.		Год.	
	Ясн.	Пасм.	Ясн.	Пасм.	Ясн.	Пасм.	Ясн.	Пасм.	Ясн.	Пасм.
Северо-Западная Область.										
Кола	5	24	3	26	2	28	6	22	16	100
Кемь	7	39	6	34	3	51	7	45	23	169
Петрозаводск	12	30	13	21	5	48	10	48	40	147
Ленинград	13	30	13	21	6	47	7	54	39	152
Новгород	14	33	12	25	6	47	6	55	38	160
Псков.	17	31	12	22	8	47	8	54	45	154
Северо-Восточная Область.										
Каргополь	16	33	8	30	5	54	10	51	39	168
Архангельск	7	42	10	34	4	57	7	50	28	183
Усть-Сысольск	11	36	8	27	6	56	12	45	37	164
Западная Область.										
Великие-Луки.	17	30	12	19	7	44	8	50	44	143
Горки	13	30	12	19	8	42	8	54	41	145
Центрально-Промышленная Область.										
Кострома	16	31	9	30	8	52	9	52	42	165
Нижний-Новгород	18	25	14	19	9	42	8	40	49	126
Москва	15	30	15	17	9	45	7	53	46	145
Елаьма	18	23	17	20	11	46	13	50	59	139
Вятско-Ветлужская Область.										
Вятка.	16	24	12	20	6	47	10	43	44	134

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ	Весна.		Лето.		Осень.		Зима.		Год.	
	Ян.	Пасм.	Ян.	Пасм.	Ян.	Пасм.	Ян.	Пасм.	Ян.	Пасм.
Уральская Область.										
Пермь	11	35	6	33	3	57	6	51	26	176
Свердловск	13	31	7	31	6	48	11	39	37	149
Златоуст	13	34	6	33	5	52	11	46	35	165
Средне-Волжская Область.										
Казань	12	32	10	24	6	49	8	51	36	156
Ульяновск	13	29	12	21	11	43	11	49	47	142
Земетчино	16	30	13	16	11	42	10	50	50	138
Центрально-Черноземная Область.										
Козлов	18	29	15	17	13	43	11	50	57	139
Тамбов	13	38	12	23	10	46	9	56	44	163
Воронеж	17	21	25	6	18	28	12	43	72	98
Урюпинская	12	37	15	21	11	43	9	51	47	152
Юго-Западная Область.										
Киев	12	29	13	13	13	35	8	51	46	128
Чернигов	17	29	19	15	17	36	10	53	63	133
Одесса	15	28	28	1	18	30	8	50	69	119
Зиновьевск	10	33	16	16	13	37	7	52	46	138
Южно-Промышленная Область.										
Харьков	13	28	20	12	14	35	12	48	59	123
Херсон	12	30	26	12	18	31	7	46	63	119
Нижне-Волжская Область.										
Саратов	13	30	18	15	13	37	11	45	55	127
Астрахань	18	25	33	10	20	25	14	45	85	105
Западно-Киргизская Область.										
Оренбург	17	24	16	11	14	33	16	39	63	107
Уральск	11	27	7	17	12	39	13	44	43	127
Гурьев	22	17	35	5	26	20	14	34	97	76
К р ы м.										
Симферополь	26	20	47	10	30	19	15	31	118	80
Керчь	14	25	35	4	19	24	5	44	73	97
Ялта	16	16	35	1	22	13	8	24	81	54
Севастополь	16	26	40	7	23	22	7	45	86	100
Северный Кавказ.										
Новоросси́йск	10	30	24	10	19	23	9	42	62	105
Ставрополь	15	31	26	8	22	24	8	46	71	109
Владикавказ	9	41	16	28	18	35	10	43	53	147
Петровск	14	32	29	10	15	29	4	55	62	126
З а к а в к а з ь е.										
Тифлис	12	24	23	10	20	20	11	31	66	85
Эривань	20	20	45	2	43	11	14	48	122	81
Баку	8	22	28	4	8	21	4	36	48	83
Ленкорань	10	33	33	12	15	36	9	46	67	127
Батум	19	31	27	22	34	24	28	32	108	109
Елизаветполь	17	24	31	12	22	22	16	30	86	88
Туркменская Область.										
Красноводск	29	16	49	4	38	11	16	28	132	59
Ашур-Адэ	24	19	37	7	32	11	21	20	114	57
Нукус	30	12	64	2	53	3	22	24	169	41

ТАБЛИЦА VIII.

Среднее количество осадков для Европ. части СССР. в мм.

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентябрь.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Год.
Северо-Западная Область.													
Кола	14	19	13	17	28	36	56	49	42	31	30	21	355
Кемь	20	16	17	22	30	51	67	73	68	49	30	23	467
Ленинград	28	24	24	33	40	55	58	84	58	48	37	33	522
Валдай	26	21	26	34	50	59	83	90	75	56	40	34	595
Северо-Восточная Область.													
Каргополь	28	28	28	24	47	49	71	76	54	45	34	31	514
Архангельск	21	20	22	21	34	47	72	65	57	50	33	24	466
Усть-Сысольск	16	12	14	20	41	50	69	68	57	42	22	19	430
Усть-Цыльма	19	15	16	14	28	48	70	57	54	35	25	20	395
Западная Область.													
Великие Луки	28	25	25	28	46	71	85	81	47	41	34	32	543
Минск	37	36	34	41	51	82	87	76	45	42	44	39	613
Горки	30	26	27	31	43	70	87	65	44	41	34	27	524
Центрально-Промышленная Область.													
Кострома	30	28	25	29	42	59	65	75	54	48	36	32	522
Нижегород	33	34	27	28	40	61	63	56	50	52	45	41	531
Москва	37	34	35	41	50	66	80	73	55	60	44	38	612
Елаьта	32	31	29	33	48	59	75	55	54	53	41	36	547
Тула	30	31	28	39	51	68	77	58	46	50	36	28	541
Вятско-Ветлужская Область.													
Вятка	33	32	26	27	49	63	62	71	58	52	45	37	554
Уральская Область													
Чердынь	32	24	21	22	45	49	58	66	58	50	43	34	502
Пермь	35	32	26	27	50	71	78	73	57	49	54	44	596
Свердловск	16	11	12	20	50	64	69	67	36	31	30	22	429
Уфа	41	34	29	25	44	60	66	54	42	58	60	60	576
Златоуст	15	12	12	22	51	80	89	75	54	40	31	21	501
Средне-Волжская Область.													
Казань (Унив.)	23	20	19	25	32	63	60	48	41	42	33	26	431
Елабуга	25	24	17	20	35	54	61	45	44	36	33	30	423
Самара	21	16	14	18	34	40	37	34	28	35	29	26	331
Пенза	29	23	23	25	43	60	51	48	41	47	45	32	467
Земетчно	25	20	19	25	40	54	49	45	46	38	34	27	423
Центрально-Черноземная Область.													
Козлов	30	28	30	29	38	67	50	41	40	42	39	34	467
Курск	36	36	31	41	51	70	75	51	42	50	40	37	560
Воронеж	30	24	26	37	46	61	57	41	34	37	35	29	457
Урюпинская	16	15	11	20	31	57	43	32	33	33	33	16	340
Юго-Западная Область.													
Киев	38	33	44	47	49	76	76	54	47	50	37	34	584
Лубны	38	38	38	39	40	75	58	52	40	48	36	36	537
Каменец-Подольск	27	23	27	43	66	83	75	57	46	40	33	27	549
Одесса	28	25	27	23	27	55	40	32	25	35	24	27	367

НАЗВАНИЕ СТАНЦИЙ.	Январь.	Февраль.	Март.	Апрель.	Май.	Июнь.	Июль.	Август.	Сентяб.	Октябрь.	Ноябрь.	Декабрь.	Год.
Южно-Промышленная Область.													
Харьков	30	30	28	40	48	69	65	51	32	43	37	33	507
Екатеринослав	34	31	35	35	43	76	51	40	27	39	40	36	486
Луганск	24	27	29	40	46	62	56	36	34	38	40	33	465
Херсон	26	24	28	26	36	44	39	33	22	28	23	24	353
Ростов на Дону	33	38	31	37	42	60	53	24	26	33	41	37	456
Нижне-Волжская Область.													
Саратов	25	27	18	22	31	39	32	31	28	36	38	31	359
Усть-Медведицкая	16	17	15	22	28	43	38	22	25	28	32	19	305
Сталинград	23	25	15	20	26	41	28	17	22	27	37	33	313
Астрахань	12	12	9	16	15	19	12	10	16	10	16	15	162
Западно-Киргизская Область.													
Оренбург	29	20	17	20	31	42	32	28	24	28	37	35	342
Уральск	22	20	16	19	32	30	25	26	23	26	31	28	299
Гурьев	11	9	11	14	17	20	15	11	15	9	16	16	165
Крым.													
Симферополь	31	32	28	32	28	61	55	24	33	31	33	33	423
Керчь	21	22	22	32	24	53	50	33	26	24	31	23	360
Ялта	75	60	46	34	26	48	52	28	33	50	62	63	577
Северный Кавказ.													
Ставрополь	30	27	34	57	67	101	75	38	56	39	55	41	621

Осадки распределяются в течение года далеко неравномерно. Наибольшее количество осадков для всего СССР приходится на лето: на севере в августе, в средней части (до 50°—53°) в июле, южнее в июне; для большей части Сибири максимум осадков приходится на июль и август. Исключение представляют Закавказье с максимумом осадков в мае, Закаспийский край с максимумом, переходящим по мере углубления внутрь на май, апрель и даже март, и узкая полоса Кавказского побережья с максимумом в декабре—январе. Наименьшее количество осадков для большей части СССР приходится на зиму (январь—март); исключение представляют Закаспийский край и Крым с минимумом осадков летом и Кавказское побережье с минимумом весной.

В Сибири преобладают вообще летние осадки (июль—август); у восточных берегов Азии время наступления максимума осадков несколько запаздывает. Малое годовое количество осадков на севере восточной Сибири (250—350 мм.) достаточно для развития богатой летней растительности; объясняется это тем, что осадки выпадают по преимуществу в течение короткого теплого периода; кроме того, позднее таяние снега обеспечивает достаточную влажность почвы; июль и август имеют почти всюду 50—70 мм. осадков. В Забайкалье зима очень бедна снегом, и летние осадки приходятся на весьма короткое время; так, напр., в Урге (северная граница Гоби) 84% всех осадков приходится на лето. Зимой здесь так мало осадков, что даже в среди зимы нет санного пути. Недостаток запасов влаги в почве весной, сильные жары и сухость летом, наконец сильные сухие ветры зимой и весной создают условия, при которых может развиваться лишь степ-

ная растительность. Амурская область имеет очень обильные летние осадки, вследствие чего здесь, несмотря на весьма сильные зимние холода (ср. температура января—24° и—26°, года 0°), развивается необыкновенно роскошная растительность; эта область может служить хорошим примером того, насколько благоприятен для растительности континентальный климат с теплым и богатым осадками летом.

Число дней с осадками в течение года распределяется следующим образом: в северо-западной и центральных областях Европейской части СССР число дней с осадками больше 160, то же и в центральной Сибири. Отсюда, как к северу, так и к югу, указанное число дней с осадками убывает, доходя до 30 дней и менее в Закаспийском крае, до 120 и менее на северном побережье и до 80 дней и менее по линии Охотск, Верхоянск, Сагастьерь.

Растительность нуждается не только в определенном количестве осадков, но для нее важно также надлежащее распределение их в течение вегетационного периода; в виду этого представляет большой интерес вопрос о том, как распределяются дождливые дни в течение года; чтобы судить о распределении дождливых дней удобнее всего вычислять вероятность осадков; пусть, напр., за определенный месяц было в среднем 10.6 дождливых дней; деля это число на 30 дней и выражая отношение в ‰, получим 35%; таким образом вероятность того, что любой день рассматриваемого месяца будет дождливым, составляет 35‰. Прилагаемая табличка дает нам понятие о том, как изменяется число дождливых дней и вероятность осадков в течение вегетационного периода (апрель—сентябрь) в направлении на SE:

Число дней с дождем и вероятность осадков
(апрель—сентябрь).

	Число дождл. дней в мес.	Вероятность осадков в ‰
Лондон	13.9	46
Балтийское побережье	12.1	40
Киев	10.6	35
Черное море	7.4	25
Степной район	6.7	22
Астрахань	6.1	20

Из таблички видим, что вероятность осадков в вегетационный период в Лондоне почти в 2¹/₂ раза больше, чем в Астрахани. Приведем также табличку годового хода вероятности осадков для разных мест европейской части СССР:

Годовой ход вероятности осадков.

	Максимум в ‰	Минимум в ‰
Берег Ледовит. океана.	41 (сентябрь)	25 (апрель)
Нижняя Обь	40 "	22 (январь)
Онеж. озеро	60 (ноябрь)	37 (апрель)
Вологодская губ.	48 (окт., ноябрь) июнь)	31 "

	Максимум в 0/0/0.	Минимум в 0/0/0.
Вятская губ.	45 (ноябрь)	31
Среди. Урал	45 (июль)	24 (февраль)
Балтийский берег	49 (ноябрь)	32 (апрель)
Верхн. Волга	52 (декабрь)	37
Средн. Волга	35 (июль)	24 (март)
Зап. Украина	41	32 (сентябрь)
Вост.	30 (июнь)	17 (август)
Зап. степь	29	17 (авг., окт.)
Вост.	29	17 август
Черное море	34 (декабрь)	15
Крым	46	27 (октябрь)
Южн. Каспий	44 (май)	23 (дек., янв.)
Кавказ	46	15 (октябрь)
Арал. море	28 (декабрь)	8 (июль)
Север. Каспий	16	8 (август)

Указанная табличка показывает, что вдоль северного побережья господствуют осенние дожди, а на Черном и Каспийском море—зимние. Урал обнаруживает ясно выраженные летние дожди. В остальной части СССР проявляются два типа осадков: в северной части максимум дождливых дней осенью или ранней зимой, минимум—весною; в южной же части имеем два максимума (в первой половине лета и зимы) с главным минимумом между августом и октябрём. В горных местностях (Кавказ, Урал) из указанных двух максимумов развит летний. Летний максимум имеет тенденцию наступать все раньше и раньше по мере перемещения на юг, причем на Кавказе он наступает даже в мае. В степной области максимум вероятности осадков невелик; вероятность осадков здесь быстро падает от июня к августу, вследствие чего растительность быстро засыхает.

Приведенные данные показывают, что ход количества осадков не совпадает с ходом вероятности осадков; происходит это главным образом вследствие того, что зимние осадки выпадают сравнительно часто, но приносят мало влаги.

Среднее количество дождя, выпадающее за один дождливый день летом, больше всего в юго-западной полосе европейской части СССР; отсюда оно убывает как к северу, так и к востоку и юго-востоку. Характер осадков в теплые месяцы в разных частях СССР различный: по мере удаления от центра на север и запад осадки все более принимают характер обложных дождей; по мере удаления на юг и восток более преобладают короткие ливни с грозами, охватывающие сравнительно незначительные пространства.

В СССР весьма часто осадки выпадают в виде снега; так, напр., в Европейской части СССР 40% всех дней с осадками дают снег, в западной Сибири даже 53%; с ноября по март выпадает почти исключительно снег.

Значительная часть территории СССР покрывается зимою снежным покровом, остающимся в течение всей зимы. Снежный покров отличается значительной мощностью и равномерностью в северной половине европейской части СССР; южнее Курской губернии он уже менее правилен и равномерен даже среди зимы. Особенно это наблюдается к юго-востоку, где бывают сильные морозы при бесснежности. Продолжительность снежного покрова на севере европейской части

СССР (севернее 60° широты) больше 180 дней для восточной и 160 дней для западной половины; на юг и на запад продолжительность снежного покрова быстро уменьшается, доходя до 20 дней для Крыма. Рис. 200 дает нам карту продолжительности снежного покрова.

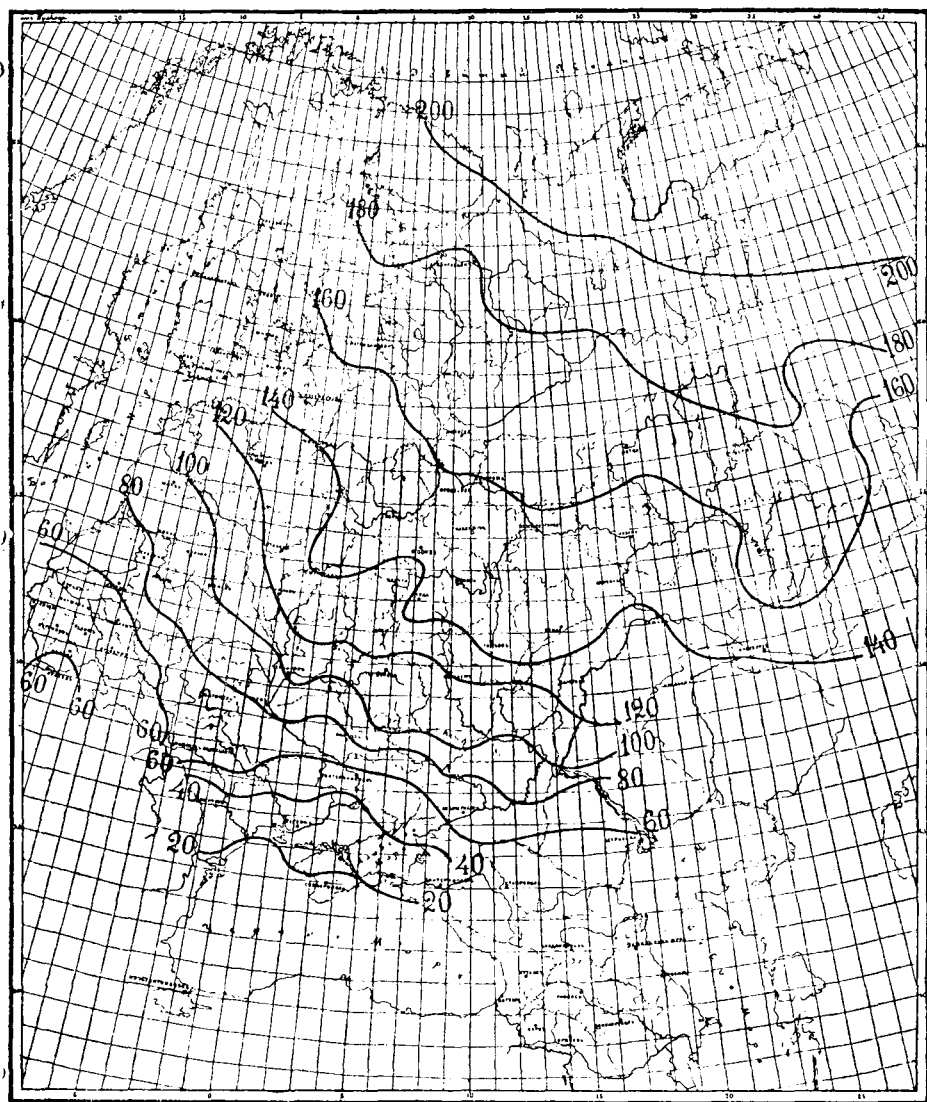


Рис. 200. Карта продолжительности снежного покрова.

Ветры в СССР. В отношении ветров европейскую часть СССР и западную Сибирь можно разделить на две половины: северную—с преобладающими юго-западными и западными ветрами (так же, как и в средней и западной Европе) и южную—с преобладающими восточными течениями. Область юго-западных и западных ветров находится под действием атлантических циклонов, идущих через Европу или Ледовитый океан в восточном направлении: она простирается зимою вплоть до Енисея; таким образом вся западная Сибирь севернее 53° широты входит в область западных ветров; южнее 53° прекращается господство

юго-западных ветров и замечается постепенный переход к восточным и северо-восточным ветрам; последние проявляются уже вполне отчетливо в Красноводске, на Сыр—Дарье и в Ташкенте.

В европейской части СССР переход от западных ветров к восточным намечается южнее 50° широты, но проявляется отчетливо на юг от 48° , напр., в Лугани, Таганроге, Симферополе и в Одессе.

Такое разделение территории Союза на две области ветров в зимнее время обусловлено, как показал проф. А. И. Воейков, действием сибирского максимума давления зимою; последний дает язык высокого давления, простирающийся через западную Сибирь и юг европейской части СССР вплоть до юга средней Европы. Здесь получается полоса высокого давления; на север от нее в направлении к Ледовитому океану и к северу Атлантического океана, а также на юг к Каспийскому и Черному морю давление постепенно понижается; эту полосу высокого давления Воейков называет большою осью континента; она направляется из восточной Сибири в юго-западном направлении и пересекает под 53° широты западную Сибирь, под 50° — 48° юг европейской части СССР, а под 47° Австрию.

Линия раздела западных и восточных ветров распространяется зимою на север и запад и весною почти доходит до берегов Балтийского моря; летом, напротив, она отодвигается на восток; в области переходной от западных к восточным ветрам, ветры вообще слабые и переменные. У берегов Каспийского моря замечаются отклонения ветров к морю муссонного характера.

Таким образом на севере от языка высокого давления господствуют зимою юго-западные ветры и сказывается влияние Атлантического и Ледовитого океана; на юге же господствуют восточные и северо-восточные ветры и сказывается влияние азиатского материка.

Летом, как мы уже видели, распределение давления над Азией резко изменяется; вместо барометрического максимума здесь устанавливается барометрический минимум, в то время, как на запад давление возрастает или, по меньшей мере, остается постоянным. В июле азорский максимум давления дает начало языку высокого давления, простирающемуся на восток внутрь европейской части СССР. В августе высокое давление еще более проникает на восток; в результате направление ветра вместо юго-западного становится северо-западным и северным. В то же время летом над средней Азией образуется область пониженного давления; изобары в западной Сибири идут от NE на SW; при такой барической ситуации здесь получается тенденция к развитию северных ветров.

В Закаспийском крае с февраля по октябрь господствуют NE и NNE ветры; под их действием песчаные дюны, так наз. барханы, перемещаются на 18 м. на юг; с октября по конец января преобладают южные ветры, перемещающие барханы на 12 м. в обратном направлении; таким образом последние в течение каждого года перемещаются приблизительно на 6 м. на юг.

Изложенные общие соображения о распределении ветров в СССР подтверждаются следующей таблицей, дающей повторяемость ветров различных направлений в ‰ по Ханну:

Повторяемость ветров различных направлений.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
--	---	----	---	----	---	----	---	----

З и м а.

Средняя часть СССР	8	7	9	14	16	17	17	12
S и SE часть	9	12	19	14	11	11	13	11
Крым	11	18	25	11	7	9	11	8
Север западной Сибири	5	6	4	13	13	30	17	12
Туркестан	11	16	22	15	6	6	13	11

Л е т о.

Средняя часть СССР	12	9	9	10	10	15	18	17
S и SE часть	11	11	16	10	10	11	17	14
Крым	5	8	25	13	7	13	21	8
Север западной Сибири	13	15	6	11	10	17	10	8
Туркестан	16	10	10	8	6	9	26	15

Как было указано выше, значительная часть СССР делится большой осью континента на две части: на север от нее имеет место область преобладающих западных ветров, находящаяся под влиянием исландского минимума и проходящих здесь циклонов; климат этой области—климат дуба и березы с умеренно теплым летом и дождями во все времена года; на юг от этой линии в южной части СССР господствуют преимущественно восточные ветры, создающие степной климат. Вдоль самой полосы имеет место промежуточный климат—климат лесостепья. Большая ось, особенно на участке между Уралом и Карпатами, представляет собою такую резкую границу раздела различных климатов, что она долгое время играла большую роль в истории народов, как граница между кочевыми народами юго-востока и земледельцами остальной Европы. Существует большая литература относительно причин отсутствия леса в южно-русских степях и возможности искусственного их облесения. Это отсутствие лесов, быть может, было значительно усилено человеком, но оно обусловлено, во всяком случае, еще в доисторические времена недостаточностью осадков в более холодное время года, вследствие чего почва лишена возможности накапливать запасы воды. Почти такое же количество осадков, выпадающее на южном берегу Крыма, но не в летнее время, а поздней осенью и зимою, достаточно для увлажнения высохшей за лето почвы на глубину 1 м. и более и для разведения виноградников и произрастания лесов. Продолжением южно-русских степей по другую сторону Урала служат Зауральские степи, отличающиеся лишь большей континентальностью; в южном Забайкалье также идут степи, являющиеся продолжением степей Монголии.

На юг степной полосы в азиатской части СССР количество осадков еще более понижается; особенно мало их приходится на лето, отличающееся сухой, безоблачной и жаркой погодой. В результате здесь тянутся пустыни западного Туркестана и южные Киргизские степи.

Г Л А В А XIX.

Световые явления в атмосфере.

Предварительные замечания. Световые явления, наблюдающиеся в атмосфере, отличаются огромным разнообразием. Солнечные лучи, проходя через нашу атмосферу и встречая на своем пути молекулы воздуха, а также пылинки различного происхождения, испытывают рассеяние во все стороны и дают начало дневному освещению, голубому цвету неба и разнообразным явлениям, сопровождающим сумерки. Благодаря неравномерному распределению температуры в атмосфере и связанному с ним неравномерному распределению плотности воздуха, световые лучи испытывают в атмосфере преломление; в результате получаются явления рефракции, колебания горизонта, миражи, мерцание звезд и проч. Плавающие в атмосфере облака, состоящие из водяных капелек и ледяных кристалликов, вызывают диффракцию, преломление и отражение света; вследствие этого на небесном своде можно наблюдать вокруг солнца и луны венцы, большие и малые круги, ложные солнца, целый ряд различно расположенных дуг и проч. Приведенные примеры не исчерпывают всего разнообразия световых явлений в атмосфере. В нашем курсе мы остановимся лишь на основных, главнейших явлениях. Интересующимся специально этим вопросом можно рекомендовать классический труд Pernter'a и Exner'a «Meteorologische Optik», вышедший в 1919 году вторым изданием, а также книгу проф. Броунова «Световые явления в атмосфере».

Кажущаяся форма небесного свода. Освещенный рассеянным светом небесный свод представляется нам не в виде правильной полусферы, а как бы приплюснутым в вертикальном направлении. Приплюснутость небесного свода обнаруживается днем и ночью, над сушей и над океанами, при ясном и облачном небе. При этом надо иметь в виду, что указанное явление мы можем наблюдать лишь в том случае, если будем пробегать взором по всему небу; если же устремить его на какую-нибудь одну ограниченную часть небесного свода, то последняя представляется нам плоской и расположенной перпендикулярно лучу зрения; вследствие этого части неба, лежащие вблизи горизонта, кажутся нам поднимающимися вертикально над горизонтом, тогда как части, расположенные вблизи зенита, представляются горизонтальными.

Чтобы судить о величине приплюснутости небесного свода, допустим, что дуга HZN (рис. 201) представляет сечение небесного свода плоскостью, проходящею через зенит Z ; пусть, кроме того, NN обозначает горизонт и O —глаз наблюдателя. Если на глаз отыскать точку M , которая делила бы дугу небесного свода ZH , идущую от зенита до

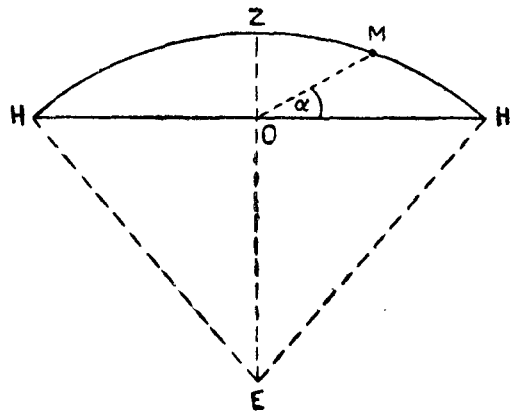


Рис. 201. Приплюснутость небесного свода.

горизонта, на две равные части и затем измерить каким-либо угломерным прибором высоту точки М над горизонтом, то окажется, что высота ее, выражаемая углом α , значительно меньше 45° ; в среднем она составляет всего лишь около 22° .

В первом приближении можно принять, что небесный свод представляет собою сегмент шара, центр которого лежит под горизонтом в некоторой точке Е. На основании простых геометрических соображений можно вычислить для различных значений α отношение кажущихся расстояний от глаза до горизонта и до зенита, т. е. отношение $ОН:ОЗ$:

α	...	18°	20°	22°	24°	26°	28°	30°	32°
$ОН:ОЗ$...	4.5	4.0	3.6	3.2	2.9	2.6	2.4	2.1.

Таблица показывает, что приплюснутость небесного свода должна казаться нам тем больше, чем меньше угол α . Измерив угол α указанным выше способом, мы можем по приведенной табличке судить о степени приплюснутости неба. Так при α , равном 22° , приплюснутость такова, что горизонтальные размеры небесного свода представляются в 3.6 раза большими, нежели вертикальные. В зависимости от состояния неба, значения α испытывают большие колебания; при совершенно ясном небе имеем следующие средние значения α :

днем	лунной ночью	ночью без луны
22°	26°	30° .

Из приведенных чисел видно, что приплюснутость зависит от степени освещенности небесного свода; она тем больше, чем ярче освещено небо: при дневном освещении солнечным светом отношение $ОН:ОЗ$ равно 3.6, а при ночном освещении звездами без луны 2.4. Наблюдения показали, что приплюснутость небесного свода растет также с облачностью; так, при облачности 0 в среднем для отношения $ОН:ОЗ$ имеет 3.4, а при полной облачности 3.9. Перед дождем приплюснутость небесного свода оказывается повышенной, а потому весьма вероятно, что измерения угла α были бы бесполезны для суждения о предстоящей погоде.

Приплюснутостью небесного свода объясняется целый ряд интересных явлений, наблюдаемых на небе.

Принимая во внимание приплюснутость небесного свода, можно найти, какими высотами над горизонтом оцениваем мы положение на небесном своде точек, действительные высоты которых равны соответственно 5° , 10° , 25° и т. д. Путем довольно простых вычислений получается следующая таблица:

Действительные и оцениваемые высоты.

Действительные высоты.	О ц е н и в а е м ы е в ы с о т ы .		
	Дневное небо ($\alpha = 22^\circ$).	Лунное небо ($\alpha = 26^\circ$).	Звездное небо без луны ($\alpha = 30^\circ$).
5°	13.3°	11.1°	9.6°
10	24.7	21.0	18.2
15	34.1	29.5	25.9
20	42.2	37.2	33.0
25	48.9	43.7	39.4
30	54.6	49.6	45.2

Действительные высоты.	Оцениваемые высоты.		
	Дневное небо ($\alpha=22^\circ$).	Лунное небо ($\alpha=26^\circ$).	Звездное небо без луны ($\alpha=30^\circ$).
35	59.5	54.7	50.4
40	63.7	59.3	55.3
45	67.4	63.5	59.7
50	70.7	67.1	63.7
55	73.7	70.6	67.6
60	76.4	73.8	71.2
65	78.9	76.8	74.5
70	81.4	79.6	77.9
75	83.6	82.3	80.9
80	85.8	84.9	84.0
85	87.9	87.5	87.0

Из приведенной таблицы ясно, что мы обыкновенно переоцениваем высоту, на которой происходит то или другое явление; так, мы переоцениваем высоту облаков над горизонтом, высоту загорания метеоров, высоту полярных сияний. Облако, расположенное на высоте 10° , 20° , 30° над горизонтом, кажется на высоте 25° , 42° , 54° ; солнце даже и в средних широтах во время летнего солнцестояния кажется нам около полудня почти в зените, тогда как оно расположено всего на 60° — 65° над горизонтом; точно также полярная звезда, расположенная, напр., в средней широте на высоте около 50° , кажется почти на высоте 65° . В силу тех же причин мы неправильно оцениваем степень облачности по принятой 10-балльной шкале; при этом, если облака расположены преимущественно вблизи горизонта, мы переоцениваем степень облачности и обратно.

Точно также таблица показывает, что дуги небесного свода, соответствующие одинаковым углам, представляются нам вблизи горизонта значительно преувеличенными, а вблизи зенита преуменьшенными. Так, напр., если горы возвышаются над горизонтом всего лишь на 5° , нам кажется при дневном освещении, что они возвышаются над горизонтом на 13.3° ; начиная же от 35° над горизонтом, мы, наоборот, все более и более недооцениваем угловые расстояния; если, напр., облако верхним своим краем касается зенита, а нижний край находится на высоте 85° над горизонтом, то мы оцениваем угловое расстояние между краями облака не в 5° , а в $90.0^\circ - 87.9^\circ = 2.1^\circ$ при дневном освещении. В виду этого размеры солнца, луны и созвездий кажутся нам значительно большими при восходе и заходе, нежели во время их верхней кульминации. Так, у горизонта линейные размеры солнца представляются нам преувеличенными в 2.7 раза, луны в 2.2 раза, а созвездий всего лишь в 1.9 раза. Если солнце, как это может иметь место в средних широтах, достигает в полдень высоты в 65° , то оно должно казаться нам преуменьшенным и линейные размеры его составляют лишь 0.5 действительных. Точно также линейные размеры луны на высоте 70° над горизонтом составляют как бы 0.53 действительной величины, а размеры какого-либо созвездия, находящегося в зените, 0.6.

Таким образом диаметр солнца при восходе и заходе должен казаться в $5\frac{1}{2}$ раз больше, чем в полдень при высоте солнца в 65° точно также для диаметра луны у горизонта получим увеличение в 4 раза по сравнению с диаметром ее на высоте 67° над горизонтом; наконец, для созвездий линейные размеры у горизонта будут казаться нам увеличенными в 3 раза по сравнению с размерами того же созвездия в зените.

Нередко вокруг солнца или луны, когда они заволакиваются тонкими облаками, вырисовываются или цветные венцы, почти примыкающие к диску светила и имеющие угловой радиус в 4° — 5° , или же появляются почти бесцветные круги, описанные радиусом в 22° и 46° . Вследствие приплюснутости небесного свода, солнце и луна кажутся расположенными не в центре этих кругов, а несколько выше центра, и самые круги принимают овальную или яйцевидную форму. Происходит это от того, что равные в действительности верхний и нижний радиусы венцов или кругов представляются нам неодинаковыми, причем нижний кажется значительно больше верхнего; вследствие этого, светило должно казаться расположенным не в центре, а несколько выше. Кроме того, горизонтальные хорды в нижней части круга и венца должны казаться шире, нежели соответствующие хорды верхней части, вследствие чего явление принимает яйцеобразную форму.

Главная причина кажущейся приплюснутости небесного свода и связанных с нею явлений заключается в том, что при направленном вверх взоре, если голова при этом сохраняет по возможности нормальное положение и не откинута назад, предметы кажутся укороченными по сравнению с теми же предметами при нормальном, обычном направлении нашего взора. В подтверждение можно привести тот факт, что человек определенного роста, находящийся на вершущке башни, высота которой, напр., 100 м., будет казаться значительно меньше, нежели человек такого же роста, удаленный от нас на 100 м. по горизонтальному направлению. По той же чисто физиологической причине равные участки неба вблизи горизонта должны нам казаться увеличенными по сравнению с такими же участками, расположенными вблизи зенита; поэтому луна, солнце и созвездия должны казаться значительно увеличенными у горизонта.

Тою же причиной обусловлена и кажущаяся приплюснутость небесного свода. Это подтверждается следующими наблюдениями: если лечь на спину, то, по свидетельству Цота, небесный свод представляется приплюснутым у горизонта в направлении головы наблюдателя, в направлении же ног дуга от горизонта до зенита представляется правильным квадрантом.

На видимую форму небесного свода оказывают влияние также и другие второстепенные причины: 1) в то время, как в вертикальном направлении между небесным сводом и глазом наблюдателя обыкновенно не имеется никаких промежуточных тел, по горизонтальному направлению мы видим обычно целый ряд предметов, нередко очень удаленных, и все же небесный свод лежит далеко позади них; 2) в том же направлении действует воздушная перспектива, причем предметы у горизонта как бы окутаны дымкой и кажутся менее освещенными, а, следовательно, и более удаленными.

Голубой цвет неба. В ясную безоблачную погоду, когда солнце не особенно высоко над горизонтом, небо вблизи зенита имеет чистую голубую окраску; эта лазурь неба к горизонту ослабевает и небо становится все более белесоватым. Голубая окраска неба может изменяться в зависимости от метеорологических условий состояния атмосферы. Иногда, когда в воздухе много пыли или продуктов конденсации водяных паров, небо кажется сильно белесоватым, причем нередко вскоре после того появляются облака. Чем чище воздух, тем лазурь неба гуще; после дождя, когда воздух очищен от пыли, небо кажется интенсивно голубым. Особенной чистотою отличается синева неба в горных странах; здесь она иногда переходит даже в фиолетовый оттенок. В более южных теплых странах оттенок неба гуще, чем в север-

ных. При одной и той же широте небо в континентальных странах имеет более голубую окраску, чем на берегах моря или посреди океана.

Для объяснения происхождения голубого цвета неба весьма ценны опыты Тиндалля, Брюкке и др. Они показали, что мельчайшие суспендированные в жидкости непрозрачные частички, освещенные белым светом рассеивают падающие на них лучи, и жидкость принимает голубую окраску. Если растворить мастику в спирту и затем добавить этого раствора к воде, то из него выделяются мельчайшие частички; получается таким образом мутная среда. Освещенная белым светом, она принимает небесно-голубой цвет, в то время, как самый источник света, рассматриваемый через нее, кажется окрашенным в желтоватый цвет; через более толстый слой такой жидкости белый источник света кажется окрашенным даже в красный цвет. Опыты эти показали также, что голубой свет, идущий от этой среды, поляризован.

После того, как было доказано, что как цвет неба, так и поляризация небесного света имеют много общего с явлениями в мутных средах, лорд Рэлей дал математическую теорию рассеянного света в мутной среде, а также голубого цвета неба. Исследования Рэрея привели к следующим результатам: допустим, что в какой-нибудь среде, напр., в воздухе, суспендировано множество мельчайших частичек, линейные размеры которых значительно меньше длины световой волны; если такая среда освещена, напр., солнечным светом, то рассеяние света происходит обратно пропорционально четвертой степени длины волны; таким образом лучи более короткой волны (голубые, фиолетовые) рассеиваются в гораздо большей степени, нежели лучи более длинной волны (оранжевые, красные), и рассеянный небесный свет более богат лучами меньшей длины волны, нежели прямой солнечный свет.

В последующих работах Рэлей показал, что нет надобности допускать существование в атмосфере суспендированных посторонних частичек; рассеяние света производится самими молекулами воздуха и лишь в слабой мере суспендированными в воздухе пылинками.

Если наблюдения в отдельных случаях дают более или менее значительное отклонение цвета неба от теоретического, то это объясняется тем, что в нашей атмосфере имеются не только частички, размеры которых меньше длины световой волны, но также и более крупные частички, как пылинки и водяные капельки. Для таких частичек соотношение между интенсивностью различных лучей видоизменяется и при том преобладание более коротких волн становится менее резким; наличие таких частичек должно ослаблять лазурь неба и делать его белесоватым и даже серым.

Эта же теория объясняет оранжевую и даже красную окраску солнца при восходе и заходе: солнечные лучи, проходя через атмосферу, теряют вследствие рассеяния в значительно большей мере голубые и фиолетовые лучи, нежели желтые, оранжевые и особенно красные; вследствие этого при восходе и заходе солнца, когда солнечные лучи должны пройти значительную толщу атмосферы, рассеяние наиболее преломляемых лучей получается такое значительное, что солнце принимает оранжевую и даже красную окраску.

Поляризация небесного света. Рассеяние солнечного света молекулами воздуха приводит, согласно теории Рэрея, не только к голубому цвету неба, но и к тому, что небесный свет должен быть определенным образом поляризован.

Поляризация небесного света может быть обнаружена, если исследовать какую-либо точку небесного свода помощью призмы николя, пластинки турмалина или поляризископа Савара. Так, если направить на небо николю, то, поворачивая его, заметим, что степень освещенности неба при этом изменится и при некоторых определенных положениях, когда плоскость поляризации николя перпендикулярна плоскости поляризации небесного свода, интенсивность света будет наименьшей; но при этом полной темноты, как это имело бы место для вполне поляризованного света, здесь не получается. Наблюдения показывают, что небесный свет поляризован не в одинаковой степени в различных частях неба. Степень поляризации зависит от метеорологических условий, а также от состояния неба, причем свет от облаков вовсе не поляризован. Если облака и обнаруживают незначительную поляризацию, то она обусловлена слоем воздуха, расположенным между облаками и глазом наблюдателя. Араго предложил даже определять высоту облака по степени поляризации света, идущего от него.

Наблюдения показывают, что обычно плоскость поляризации при ясном небе проходит через солнце, наблюдаемую точку и глаз наблюдателя; световые же колебания совершаются, очевидно, перпендикулярно этой плоскости. Будем называть эту плоскость поляризации положительной. Если мы наблюдаем поляризацию в точке небесного свода, лежащей в вертикальной плоскости, проходящей через солнце, то плоскость поляризации совпадает с этой плоскостью при положительной поляризации, тогда как световые колебания совершаются в горизонтальном направлении.

Вообразим себе вертикальный круг, проходящий через солнце S (рис. 202); в точке M этого круга, отстоящей на 90° от солнца, наблюдается наибольшая поляризация, причем поляризация здесь положительная. По обе стороны от нее степень поляризации постепенно уменьшается; при этом оказывается, что в точке A, отстоящей в среднем на 15° от точки G, противоположной солнцу, поляризация падает до нуля; это — так наз. нейтральная точка Араго (в честь открывшего ее Араго); далее от нее к G наблюдается отрицательная поляризация; расстояние нейтральной точки Араго от противусолнца, как увидим ниже, сильно изменяется и 15° представляет лишь среднее значение этого расстояния. Точно также, если идти от точки наибольшей

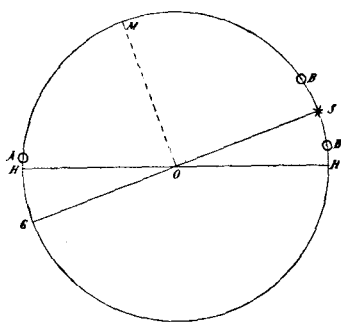


Рис. 202. Нейтральные точки.

поляризации M в направлении к солнцу, то поляризация ослабевает и в таком же приблизительно расстоянии от солнца, в каком точка Араго отстоит от противусолнца, поляризация, как показал Бабинэ, снова равна нулю. Эта точка, посылающая естественный свет, называется точкой Бабинэ; на рисунке она обозначена через B; еще ближе к солнцу поляризация принимает отрицательное значение. По другую сторону солнца также имеется нейтральная точка B', названная в честь открывшего ее Брюстера точкой Брюстера. По мере поднятия солнца над горизонтом, точки B и B' приближаются к солнцу и если солнце в зените, то обе эти точки должны совпадать.

Как указано выше, степень поляризации достигает максимума в точке небесного свода, отстоящей на 90° от солнца; здесь она составляет в среднем при ясном небе 60—70%. Максимум поляризации

наблюдается зимою, минимум летом; в утренние и вечерние часы степень поляризации больше, чем в дневные часы. Большое влияние на степень поляризации оказывают облака, мгла и дым, в значительной мере понижая ее. Вообще, как показали наблюдения, степень поляризации неба уменьшается с уменьшением прозрачности атмосферы. Таким образом, на основании поляриметрических наблюдений, можно ориентироваться относительно степени прозрачности воздуха.

В виду того, что всякое, иногда даже почти незаметное помутнение атмосферы вызывает значительное понижение поляризации, ряд ученых пытался применить поляриметрические наблюдения для предсказания погоды. Так, напр., Крова показал, что быстрое изменение степени поляризации солнечного зенита (точки, лежащей в вертикали солнца и отстоящей на 90° от него) предшествует резкому изменению состояния погоды и при том значительно раньше, чем это сказывается на таких приборах, как барометр, термометр и гигрометр, а также раньше, чем появляются перистые облака, предвещающие приближение циклона. Согласно наблюдениям Шульца, значительное изменение поляризации в утренние часы сопровождается изменениями погоды, наблюдаемыми вечером.

Зюринг находит, что по положению нейтральных точек также можно судить о предстоящей погоде. Так, напр., повышенное расстояние точки Араго от противусолнца или точки Бабинэ от солнца служит признаком сохранения хорошей погоды. Если точка Араго после захода солнца резко понижается, то это признак устойчивой погоды; плавный ход этой точки после захода солнца есть признак предстоящей дождливой погоды в течение ближайших двух дней. Приведенные примеры показывают, что поляриметрические наблюдения могут служить полезным пособием в деле предсказания погоды.

Из наблюдений следует, что расстояния нейтральных точек от солнца и противусолнца резко изменяются в зависимости от высоты солнца над горизонтом. Так, напр., в среднем для Европы для 1910/11 г. расстояния эти выражались следующими числами:

Расстояния нейтральных точек от солнца.

Высота солнца	+	2.5°	1.5	0.5	- 0.5	- 1.5	- 2.5	- 3.5	- 4.5
Расстояние точки {	Бабинэ .	16.5°	17.0	17.4	17.7	17.2	17.4	17.4	17.6
	Араго .	20.5°	20.1	19.7	19.4	19.1	19.4	20.6	22.6.

Отрицательные высоты обозначают, что солнце находится под горизонтом.

Приведенные числа показывают, что расстояние точки Бабинэ от солнца постепенно увеличивается по мере приближения солнца к горизонту, достигает максимального значения при высоте солнца в -0.5° и затем несколько уменьшается. Расстояние точки Араго от противусолнца постепенно уменьшается по мере приближения солнца к горизонту; при высоте солнца около -1.5° оно достигает минимума и затем снова растет. Расстояния для точки Араго вообще больше, чем для точки Бабинэ.

Указанные расстояния изменяются из года в год, причем замечена зависимость этих расстояний от числа солнечных пятен: в годы с большим числом пятен наблюдаются значительно большие расстояния, чем в годы с малым числом пятен.

Сильные вулканические извержения, сопровождающиеся выбрасыванием значительных масс вулканической пыли в атмосферу и вызывающие помутнение атмосферы даже в самых отдаленных от очага вулкана местах, оказывают также влияние на степень поляризации неба и на расстояние нейтральных точек; при этом обычно степень поляризации неба сильно уменьшается, а расстояние нейтральных точек от солнца и противусолнца увеличивается.

Дневное освещение небесного свода. Прямые солнечные лучи, проникая в нашу атмосферу, частью поглощаются, частью рассеиваются во все стороны. Рассеяние солнечного света дает начало общему дневному освещению; при этом освещенными оказываются не только те предметы, на которые непосредственно падает прямой солнечный свет, но и предметы, находящиеся в тени; наши жилища оказываются освещенными даже и при небе, покрытом облаками, когда прямые солнечные лучи вовсе не достигают земной поверхности.

Для измерения интенсивности дневного освещения применяются разного рода фотометры. Наиболее распространенным является фотометр Вебера. В этом фотометре освещение дневным светом сравнивают с освещением, производимым бензиновой или электрической лампочкой; при этом изменяют расстояние между освещаемой поверхностью и лампочкой до тех пор, пока освещение дневного света и лампочки не окажется одинаковым. Измерив расстояние от лампочки до освещаемой поверхности, нетрудно найти интенсивность дневного освещения. В приборе имеется приспособление с цветными стеклами для наблюдений в красном и зеленом свете. Заметим, что за единицу силы света принимают международную свечу, равную около $\frac{1}{20}$ Виоля; последний представляет эталон в см.² расплавленной платины при температуре отвердевания. За единицу освещенности той или иной поверхности принимают освещение сферической поверхности радиусом в 1 м. точечным источником силой в одну свечу, помещенным в центре этой поверхности; эта единица называется метр-свечей или люксом.

Для определения интенсивности дневного освещения обычно измеряют степень освещения горизонтальной поверхности, получающей свет от всего небесного свода.

Так, для Давоса имеем следующие значения рассеянного и прямого освещения в безоблачные дни при разных высотах солнца:

Освещение горизонтальной поверхности рассеянным и прямым светом в 1000 люксов (Давос, безоблачные дни).

Высота солнца.	10°	20°	30°	40°	50°	60°	65°
Прямой свет	13.7	36.7	65.5	90.6	112.2	127.2	136.5
Рассеянный свет	6.1	7.6	8.9	10.0	12.0	15.1	15.0
Полный	19.8	44.3	74.4	100.6	124.2	142.3	151.5
Отношение прямого света к рассеянному	2.1	4.8	7.4	9.1	9.3	8.4	9.1

Таким образом при ясном небе рассеянный дневной свет значительно слабее прямого солнечного света; при малых высотах солнца он слабее в 2 раза, а при высотах от 40° и более приблизительно в 9 раз. В то время как рассеянный свет по мере поднятия солнца

от 5° до 65° увеличивается всего лишь в 2.5 раза, прямой солнечный свет увеличивается почти в 10 раз.

Суточные колебания рассеянного дневного света вообще невелики; так, напр., в среднем в безоблачный июльский день для Давоса освещение рассеянным дневным светом составляет в 6 час. утра 6800 люксов, а в полдень 14100, т. е. в 2.1 раза больше; в то же время прямой солнечный свет дает на горизонтальную поверхность в ясный июльский день в 6 часов утра 23800 люксов, а в полдень 136400, т. е. в 5.8 раза больше.

Облачность оказывает значительное влияние на освещенность. Если небо более или менее покрыто облаками и в то же время солнце остается открытым, то полное освещение получается больше, чем при совершенно ясном и безоблачном небе; это повышение освещенности особенно велико при средней облачности и малой высоте солнца над горизонтом и достигает 50% и больше.

Для характеристики влияния облачности на освещенность рассеянным светом, а также на суточный ход освещенности, приведем пример суточного хода освещенности рассеянным светом в июне в среднем для ясных дней, а также для всех дней, для Слуцка (вблизи Ленинграда), согласно наблюдениям Н. Н. Калитина.

Суточный ход освещенности рассеянным светом
в 1000 люксов (Слуцк, июль).

Ч А С Ы.	4 ^a	6	8	10	Пд.	2 ^p	4	6	8
Безоблачные дни .	3.0	7.0	10.7	12.7	14.2	13.0	11.2	7.1	2.5
Все „ . . .	2.5	10.6	17.4	22.8	28.0	24.0	15.4	9.3	3.4

Нетрудно видеть, что благодаря облачности освещенность рассеянным светом сильно повышается, особенно в полуденные часы, когда увеличивается почти на 100%.

Те же наблюдения Н. Н. Калитина показали, что значительное влияние на освещенность рассеянным светом оказывает и снежный покров; так, при безоблачном небе снежный покров увеличивает освещенность при высоте солнца 15° на 20%, а при высоте солнца в 30° на 30% и более.

Нелишне отметить, что в зависимости от облачности изменяется также и состав рассеянного света неба. Так, в Давосе отношение между зеленым и красным светом, входящим в состав прямого солнечного света, составляет в среднем 3.0; то же отношение для рассеянного света при ясном небе равно 4.75; при белесоватом безоблачном небе отношение падает до 4.4, а при облачности 5 и 10 до 4.1 и 3.7. Таким образом состав рассеянного света при увеличении облачности приближается к составу прямого солнечного света; объясняется это тем, что солнечный свет, отраженный от облаков, сохраняет почти тот же состав, что и прямой солнечный свет.

Длительные наблюдения были поставлены также в Киле и Кольберге (Пруссия). Средние полуденные значения освещенности выражаются для этих мест и для Давоса следующими числами:

Полуденные значения освещенности прямым и рассеянным светом в тысячах люксов.

	Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.
Киль . . .	7.7	15.6	27.4	40.5	46.8	55.9	54.4	44.8	44.5	24.0	14.4	7.1	31.9
Кольберг . .	9.7	19.2	27.0	59.1	57.2	67.8	72.0	58.9	45.4	19.8	9.7	8.4	37.8
Давос . . .	45.9	61.3	95.8	112.4	117.0	112.7	99.8	102.4	84.7	72.6	45.1	38.2	82.3

В среднем годовом полуденная освещенность в Давосе, отличающимся чистым и прозрачным горным воздухом, в $2\frac{1}{2}$ раза больше, чем в Киле; особенно велика разница в освещенности зимою.

Большой интерес для агрономов, ботаников, а также медиков представляют суммы количества света, получаемого горизонтальной поверхностью в течение того или иного интервала времени. Так, напр., для Кольберга и Давоса имеем следующие суммы света:

Месячные суммы света в миллионах люкс-часов.

	Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.
Кольберг . .	1.2	3.1	5.8	14.1	14.6	18.0	19.2	15.0	10.0	3.8	1.8	0.8	107.4
Давос . . .	6.2	9.2	18.4	24.7	29.8	28.5	26.1	25.0	17.8	12.9	6.6	5.2	210.4

Приведенные числа показывают, как сильно отличается в отношении суммы света Давос от Кольберга, особенно в зимние месяцы.

Чтобы судить о количестве света, получаемого горизонтальной поверхностью под влиянием только рассеянного света, приведем месячные суммы для рассеянного света в миллионах люкс-часах для Слуцка; для сравнения приведем также месячные суммы в предположении, что в течение всего месяца было безоблачное небо.

Месячные суммы для рассеянного света в миллионах люкс-часов (Слуцк).

	Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.	Год.
Действ. суммы . .	0.6	1.8	5.2	5.3	7.2	7.7	6.6	5.8	3.9	1.9	0.8	0.5	47.3
Для безобл. неба	0.9	1.7	3.0	3.5	4.2	4.9	5.7	4.3	2.6	1.7	1.0	0.6	34.1

Приведенные числа показывают, что благодаря облачности общее годовое количество рассеянного света повышается почти на 40%, причем повышение это приходится главным образом на весенние и летние месяцы. К сожалению, в Слуцке не ведутся наблюдения над освещенностью прямым солнечным светом и потому нельзя судить, какая доля полного освещения приходится на рассеянный свет. Однако, нетрудно видеть, что роль рассеянного света весьма велика; в самом деле, приведенная годовая сумма рассеянного света для Слуцка составляет около 44% полного освещения для Кольберга и 22% для Давоса.

До сих пор мы рассматривали освещение дневным светом горизонтальной поверхности; это так наз. верхний свет. Подобным же способом можно измерять освещение вертикальной поверхности или так наз. передний свет. Последний, очевидно, должен изменяться в зависимости от того, в каком направлении ориентирована вертикальная поверхность по отношению к странам горизонта и особенно по отношению к солнцу. В Киле был произведен целый ряд таких измерений, причем определялось отношение переднего света к верхнему. Будем называть эти отношения через J_s, J_N, J_E, J_W , причем под J_s будем подразумевать направление не на юг, а направление на солнечные лучи; последнее определяет таким образом и три другие направления.

Рассмотрим при этом отдельно дни с облачным небом и дни с солнечным сиянием. В среднем получаем следующие значения отношения переднего света к верхнему:

Отношение переднего света к верхнему.

	J_S	J_N	J_E	J_W	Среднее
Пасмурное небо	0.53	0.38	0.42	0.42	0.44
Ясное	1.4	0.24	0.31	0.30	0.67

Табличка показывает, что передний свет на юг значительно интенсивнее переднего света на север; при солнечном сиянии J_S в среднем в 7 раз больше, чем J_N ; даже и при небе вполне покрытом облаками, J_S почти на 40% превосходит J_N . В среднем для всего года получают следующие значения для отношения переднего света к верхнему в Киле:

J_S	J_N	J_E	J_W
0.985	0.342	0.383	0.381.

В то время, как восточный и западный передний свет мало отличается от северного, южный передний свет почти втрое больше северного. Объясняется это тем, что прямые солнечные лучи принимают непосредственное участие лишь в переднем южном свете.

Кроме наблюдений над видимой частью дневного света, имеется целый ряд исследований над интенсивностью дневного света для более преломляемой части спектра; эти лучи обладают способностью вызывать те или другие химические действия.

Среди фотохимических методов измерения напряжения света наибольшее распространение получил фотографический метод, основанный на том, что приготовленная определенным способом фотографическая бумага подвергается определенное время действию света, после чего почернение ее сравнивается с постоянным нормальным тоном или нормальной чернотой; чем сильнее действующий свет, тем скорее получается соответствующее почернение. Фотографический метод получил широкое распространение благодаря Визнеру, значительно упростившему его.

На фотохимическом действии света основан ступенчатый фотометр, применяющийся в настоящее время при ботанических исследованиях. Принцип ступенчатого фотометра следующий: лучи света, напряжение которых надо измерить, падают на чувствительную бумагу, на последнюю наложен ряд полос прозрачной бумаги, длина которых постепенно убывает; получается ряд ступеней в 1, 2, 3 и т. д. слоев бумаги; проходящий через различные ступени свет действует в соответствующих местах чувствительной бумаги все слабее и слабее и дает на чувствительной бумаге отпечатки различной интенсивности. Для определения интенсивности света отмечают номер ступени, для которой намечается едва заметное действие света на светочувствительную бумагу. Соответствующий номер ступени дает нам интенсивность падающего света в произвольных единицах-ступенях. Этот принцип применялся Кисслингом и Визнером и в последнее время Стенструпом, придавшим ему простую портативную форму.

Существуют также фотоэлектрические фотометры, служащие для измерения ультрафиолетовой радиации. Они основаны на так наз. фотоэлектрическом эффекте: пластинка, приготовленная из цинка или из некоторых других металлов, будучи заряжена отрицательно, испускает под действием ультрафиолетовых лучей электроны и постепенно разряжается; помощью электрометра измеряют скорость

рассеяния заряда; при этом, как показали исследования, скорость рассеяния прямо пропорциональна напряжению света, падающего на пластинку. Эльстер и Гейтель усовершенствовали указанный метод и построили очень чувствительные фотоэлектрические фотометры для измерения напряжения ультрафиолетовых и отчасти фиолетовых лучей; ими же построен на том же принципе фотометр, пригодный для измерения видимого света.

В настоящее время имеется значительное число исследований дневного освещения, произведенных помощью фотографического фотометра. Так, напр., измерения Шваба в Кремсмюнстере при различных высотах солнца над горизонтом показали, что при высотах солнца меньше 35° освещение горизонтальной поверхности прямым солнечным светом меньше, чем рассеянным; при высоте 35° и то и другое освещение одинаково; при высоте солнца 65° освещение горизонтальной поверхности прямым солнечным светом в 1.6 раза больше.

Обширные наблюдения Дорно в Давосе над фотографически действующими лучами показывают, что одинаковая освещенность горизонтальной поверхности прямыми солнечными лучами и рассеянным дневным светом имеет место при высоте солнца над горизонтом в 19° ; при благоприятных условиях отношение прямого света к рассеянному достигает здесь 4.40. Такое отклонение от результатов, полученных для Кремсмюнстера, объясняется более высоким положением Давоса над уровнем моря (1560 м.) и более чистым горным воздухом; благодаря этому, в Давосе участие прямого солнечного света в общем дневном освещении оказывается более значительным, чем в Кремсмюнстере.

Интересно сравнить между собою отношение прямого света к рассеянному для видимых лучей и для химически действующих лучей при различных высотах солнца; эти отношения даны в следующей табличке:

Отношение освещения прямым и рассеянным светом для видимых и химических лучей (Давос).

Высота солнца.	Видим. лучи.	Химич. лучи.	Высота солнца.	Видим. лучи.	Химич. лучи.
$5^\circ-10^\circ$	2.78	0.57	$35^\circ-40^\circ$	9.05	2.86
10 — 15	3.06	0.72	40 — 45	10.50	3.40
15 — 20	4.02	1.10	45 — 50	11.31	4.40
20 — 25	5.38	1.46	50 — 55	10.05	3.40
25 — 30	7.63	2.03	55 — 60	11.78	3.96
30 — 35	7.81	2.08	60 — 65	9.32	2.91
			Среднее	7.72	2.41

В то время, как для высот, меньших 15° , указанное отношение для химически действующих лучей меньше единицы, для видимых лучей отношение это достигает 3; максимум для химических лучей имеет место при высоте $45^\circ-50^\circ$ и составляет 3.4, тогда как для видимых лучей это отношение достигает при той же высоте солнца над горизонтом 11.31; средние значения отношения прямого света к рассеянному для видимых лучей 7.72, а для химических лучей 2.41. Такие изменения указанного отношения, в зависимости от характера света, вполне понятны: на основании закона Рэлея, диффузное рассеяние увеличивается обратно пропорционально четвертой степени длины

световой волны; поэтому рассеянный дневной свет должен быть значительно богаче лучами малой длины волны, чем прямой солнечный; свет, а потому отношение прямого света к рассеянному, при прочих равных условиях, должно уменьшаться с уменьшением длины волны это мы и имеем на деле, так как химические лучи в среднем имеют меньшую длину волны, чем видимые лучи.

Числа эти показывают, какую значительную роль играют химически действующие лучи, входящие в состав рассеянного света, в общем освещении. Особенно резко выступает их значение при малых высотах солнца; поэтому в полярных странах, где высота солнца вообще остается очень малой, они должны играть значительную роль.

Земной свет. Наблюдения показывают, что когда солнце в ночное время опускается более, чем на 18° под горизонтом и на небе нет ни луны, ни северного сияния, то все же небо остается до некоторой степени освещенным; при этом освещенность его обычно увеличивается от зенита к горизонту; нередко полное ночное освещение неба почти равно освещению, производимому луной в первой или последней ее четверти. Если небо в такие ночи ясно, то оно оказывается молочно-белым или голубовато-белым и иногда довольно трудно отличить на общем освещенном фоне млечный путь.

Свет ночного неба обусловлен, конечно, прямым звездным светом и светом, рассеянным от звезд. Однако фотометрические измерения показали, что указанных источников света недостаточно для объяснения полного освещения небесного свода ночью. В виду этого предполагают, что в атмосфере совершаются некоторые процессы, служащие источником дополнительного освещения ночного неба. Этот источник света дает начало так наз. земному свету. Земной свет наблюдается повсюду и во всякое время, но интенсивность его не всегда остается одинаковой. Интема высказал предположение, что земной свет обусловлен постоянным северным сиянием, имеющим место в атмосфере; предположение это весьма вероятно, так как характерная линия полярных сияний видна почти каждую ясную ночь. Однако, если бы причиной земного света было бы исключительно явление полярных сияний, то он был бы наиболее ярким в тех местах, в которых чаще всего имеет место северное сияние, т. е. в полярных странах, что не вполне соответствует наблюдениям. Поэтому, кроме постоянного полярного сияния, здесь должны играть роль и другие источники света. К числу таких источников, по мнению Гемфриса, относится свечение, вызываемое постоянной бомбардировкой внешней атмосферы метеорными частичками, причем под последними следует подразумевать все те частички космического, солнечного или иного происхождения, которые перехватываются на своем пути землею.

Явление сумерек. Как мы уже видели, прямой солнечный свет, проходя через атмосферу, рассеивается и дает начало дневному освещению. Когда солнце опускается под горизонтом, прямые солнечные лучи уже не достигают места наблюдения; но тем не менее, пока солнце еще не опустилось слишком под горизонтом, прямые солнечные лучи освещают более высокие слои атмосферы, лежащие над горизонтом; эти слои посылают во все стороны рассеянный свет и дают таким образом начало сумеркам. Сумерки сопровождаются красивыми, ярких цветов, световыми явлениями.

Когда солнце после своего захода опускается под горизонтом на 18° , наступает конец вечерних сумерек; при таком положении солнца часть нашей атмосферы, расположенная над горизонтом, уже не получает прямого солнечного света и не посылает рассеянного света.

В это время наступает конец астрономических сумерек. Такое же положение солнца под горизонтом перед восходом солнца определяет начало астрономических сумерек утром.

Очевидно, продолжительность астрономических сумерек определяется временем, потребным для того, чтобы солнце опустилось под горизонтом на угол в 18° . Указанное время зависит очевидно от угла, под которым заходит солнце; этот угол изменяется в зависимости от широты места и времени года, вследствие чего и продолжительность сумерек не может быть неизменной; для различных широт в различные месяцы она выражается следующими числами:

Продолжительность астрономических сумерек.

Ш и р о т а.	0° (экват.).	20°	40°	50°	60°
1 января	1 ч. 16 м.	1 ч. 20 м.	1 ч. 39 м.	2 ч. 1 м.	2 ч. 48 м.
1 апреля	1 " 10 "	1 " 15 "	1 " 34 "	1 " 55 "	2 " 41 "
1 июня	1 " 16 "	1 " 25 "	2 " 4 "	—	—
1 октября	1 " 10 "	1 " 14 "	1 " 32 "	1 " 50 "	2 " 25 "

Незаполненные места в таблице соответствуют случаям, когда солнце в летнее время в высоких широтах не может опуститься более, чем на 18° , под горизонтом. В этом случае вечерние астрономические сумерки непосредственно переходят в утренние и имеют место белые ночи. Во время летнего солнцестояния белые ночи возможны для широт, начиная с $48\frac{1}{2}^\circ$ и выше.

На экваторе в среднем 8776 годовых часов распределяются следующим образом: 4400 часов приходятся на день, 850 часов на сумерки и 3500 часов на ночь. На полюсе соответствующие количества часов следующие: 4450, 2400 и 1900.

Наблюдения показывают, что в момент окончания астрономических сумерек на небе становятся видимыми самые слабые звезды и, следовательно, наступает полная ночь. В дальнейшем мы увидим, что явление сумерек сопровождается целым рядом последовательно развивающихся световых явлений; последнее из этих явлений исчезает при окончании астрономических сумерек. Конец астрономических сумерек не всегда соответствует моменту, когда солнце опускается на 18° под горизонтом; этот угол колеблется в пределах от 16° до 18° и изменяется в зависимости от чистоты и прозрачности воздуха.

Нередко астрономические сумерки разделяют на две части, причем первая часть, в течение которой солнце опускается под горизонтом до $6-8^\circ$, называется гражданскими сумерками; продолжительность их составляет около трети продолжительности астрономических сумерек.

Ниже, при описании зари, мы остановимся на основаниях, вследствие которых сумерки делятся на гражданские и астрономические.

Прекрасное описание хода зари дает Бецольд; здесь мы находим описание всех фаз этого явления, на основании целого ряда наблюдений в срежней Европе. Описание это относится к вечерней заре,

«Когда в безоблачный вечер солнце приближается к горизонту, нижняя часть неба принимает своеобразную окраску. Западная часть неба постепенно принимает белесоватый оттенок, который с течением времени переходит в золотисто-желтый, а у самого горизонта в красный. Над солнцем небо кажется как бы прозрачным. В момент захода

солнца желтый оттенок становится интенсивнее и переходит в оранжевый, тогда как прозрачное место увеличивается в горизонтальном направлении и постепенно переходит в светлую полосу, так наз. сияние зари. Часть неба, лежащая выше, быстро темнеет. Желтая часть западного неба постепенно принимает вид сегмента и называется первым светлым сегментом, а его верхняя граница называется первой дугой западной зари.

Одновременно с этим на большой высоте над горизонтом (приблизительно около 25°) появляются пурпуровые тона. При этом сначала здесь на потемневшем небе появляется светлое пятно, которое быстро принимает пурпуровую окраску; иногда окраска его более приближается к розовой, иногда переходит в красный тон. Это светлое пятно очень быстро увеличивается и иногда имеет форму круга, который при постепенно увеличивающемся радиусе, кажется опускающимся позади желтой части западного неба. Через некоторое время эта пурпуровая окраска делается очень интенсивной. Это так наз. первый пурпуровый свет. Наибольшей интенсивности он достигает при отрицательной высоте солнца между 3.4° и 4.5° , в среднем около 4° . Лучи этого света окрашивают стены зданий, обращенные на запад, в розовый цвет. Во время наибольшей интенсивности пурпуровый свет имеет правильную форму, весьма близкую к кругу, центр которого находится немного выше желтого пятна, имеющего в это время форму удлинённого в горизонтальном направлении сегмента.

Центр пурпурового света после того быстро опускается, в то время, как радиус его продолжает расти, так что ниже он принимает вид полукруга с центром на границе светлого сегмента и наконец превращается в узкую полосу, ограничивающую светлый сегмент. Постепенно он темнеет, первая дуга западной зари все суживается и наконец исчезает у самого горизонта. В это время дневной свет быстро ослабевает и наступает конец гражданских сумерек. В это время отрицательная высота солнца равна приблизительно 6° .

Одновременно с западной зарей наблюдается и восточная заря. При приближении солнца к горизонту на западе, на востоке небо имеет грязно-желтый, а затем мутно-пурпуровый оттенок. Как только солнце заходит за горизонт, на горизонте появляется пепельного цвета сегмент. Это — тень земли. Сегмент носит название первого темного сегмента. Он все более и более распространяется вверх, а мутно-пурпуровый свет над ним все более суживается и превращается в пояс; это так наз. первая дуга восточной зари. Так как верхняя часть этой светлой зоны не обнаруживает никакого движения вверх, то она в скором времени совершенно затеняется темным сегментом. Когда эта дуга исчезает, тогда темного сегмента уже более невидно, так как он сливается с остальной частью неба; но иногда его удастся проследить до самого зенита и даже несколько дальше.

Еще до окончания гражданских сумерек в западной части неба можно наблюдать подготовку тех явлений, которые наблюдались в первую половину сумерек. Небо начинает окрашиваться в желтый цвет, над ним снова появляется второе сияние зари, а затем и второй пурпуровый свет. После окончания гражданских сумерек интенсивность этих явлений быстро увеличивается, хотя и не достигает такого развития, как в первую половину сумерек. Таким образом получают второе сияние зари, второй светлый сегмент и второй пурпуровый свет. Нередко второго пурпурового света вовсе не бывает, но иногда он ярче первого. Максимум интенсивности он достигает при отрицательной высоте солнца в 9° . Наконец исчезает и второй пурпуровый

свет, а исчезновение желтого сегмента характеризует конец астрономических сумерек. Иногда в области пурпурового света бывают видны расходящиеся от солнца темносиние и темнозеленые полосы. Это теневые полосы зари, отбрасываемые облаками, находящимися непосредственно под горизонтом.

Если снова посмотреть на восточное небо, то можно и здесь заметить слабую окраску, а также следы второго темного сегмента, который поднимается над горизонтом приблизительно с того момента, как исчезает первый пурпуровый свет».

Полной теории, объясняющей все описанные явления, пока не имеется. Мы можем указать лишь на то, что причиной их являются: 1) диффракция света, обусловленная более крупными частичками, взвешенными по преимуществу в нижних слоях атмосферы, каковыми являются пылинки и продукты конденсации водяных паров; диффракция дает начало таким явлениям, как пурпуровый свет, сияние зари и проч., т. е. тем явлениям, которые располагаются вокруг определенной точки неба; 2) диффузное рассеяние света, производимое мельчайшими частичками пыли, а также мельчайшими продуктами конденсации водяных паров; оно дает начало таким явлениям, как дуги зари, явление восточной зари, земной тени, т. е. тем явлениям, которые вырисовываются у горизонта или по большому кругу, центром которого служит глаз наблюдателя и хорды которого идут перпендикулярно к солнечному вертикалу.

Явление зари тем интенсивнее, чем больше содержание пыли в атмосфере; после вулканических извержений зори достигают необычайной интенсивности. Интенсивность их растет также с увеличением влажности воздуха. Особенно интенсивны были зори в период 1883—86 гг., в 1902—1904 гг., в 1907 и 1908 гг. и наконец в 1912—13 гг. Все они, кроме зорь 1908 года, были обусловлены сильными вулканическими извержениями. Что касается интенсивности зорь 1908 года, то и в этом случае главную роль играли массы пыли; однако последняя была не вулканического, а, повидимому, космического происхождения. Аррениус считает ее за солнечную пыль, проникшую в атмосферу вследствие аномально повышенной деятельности солнца в 1908 году. Особенно характерными при необычайных зорях являются кольца Бишопа (см. ниже), а также очень резкое развитие пурпурового света.

Горение Альп. Незадолго до захода солнца, в ясную погоду снежные вершины гор окрашиваются в красный цвет. Это обычное освещение гор перед закатом солнца мало-по-малу гаснет, но по прошествии короткого времени, часто нескольких минут, вершины и склоны гор снова загораются ярким красным светом. Такое второе загорание происходит обычно при небольшом погружении солнца под горизонтом; его обыкновенно и называют собственно горением Альп. Оно начинается обычно на несколько сотен метров ниже вершин и затем постепенно распространяется снизу вверх. После того, как свет погаснет во второй раз, через короткий промежуток времени иногда происходит третье загорание слабо желтоватого или пурпурового цвета; оно появляется вместе с первым пурпуровым светом. Освещение его отличается от первой и второй фазы горения тем, что свет этот более рассеянный. Иногда можно наблюдать и еще новое слабое загорание гор, связанное со вторым пурпуровым светом. Хотя горение Альп бывает не только по вечерам, но и по утрам, но по утрам оно наблюдается значительно реже.

На основании ряда наблюдений над горением Альп, Дюфур приходит к заключению, что особенно интенсивное второе горение Альп

часто служит предвестником дурной погоды или же бывает после дождя, когда в воздухе содержится еще значительное количество водяных паров.

Зеленый луч. К числу красивейших явлений, наблюдаемых во время восхода и захода солнца, принадлежит так наз. зеленый луч: в самом начале восхода солнца или в последний момент его захода, в той точке горизонта, где появляется или исчезает солнце, вспыхивает яркая зеленая точка или сияние. Цвет зеленого сияния или луча соответствует цвету смарагда и соответствует приблизительно 530 мμ; иногда он представляется и в виде голубого луча.

Объяснение этого явления дано Г. А. Тиховым и сводится к следующему: лучи солнца, проходя через атмосферу, преломляются и разлагаются на цвета. Преломление луча и разложение его на цвета увеличивается по мере опускания светила к горизонту и достигает у горизонта наибольшей величины. Вследствие указанного разложения света, звезды у горизонта растягиваются как бы в радужные полосы, которые можно наблюдать в подзорные трубы, причем сверху имеем фиолетовый, снизу красный цвет. Аналогично должно вытягиваться и изображение солнца (рис. 203). Но так как дисперсия света составляет всего лишь $\frac{1}{2}$, то большая часть цветных изображений налагается друг на друга и чистые цвета остаются только на крайних верхних и нижних краях. Поэтому, когда при закате солнца остается лишь узкая полоска света, цвет ее должен быстро переходить от белого в фиолетовый.

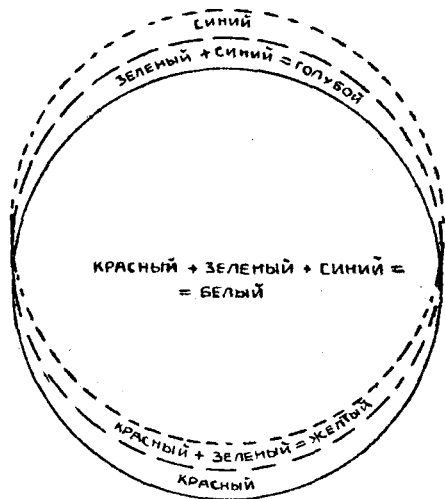


Рис. 203. Объяснение зеленого луча.

Однако, как мы видели выше, атмосфера наша обладает свойством рассеивать лучи солнца и при том тем сильнее, чем меньше длина световой волны. Поэтому обычно оказывается, что в последний момент остаются почти лишь красные лучи и цвет последнего края заходящего солнца окрашен в красный цвет. В случае, когда воздух вблизи горизонта в достаточной мере прозрачен, то могут остаться также и зеленые лучи; тогда цвет последнего края солнца изменяется от желтого в чисто зеленый. В случае же особенно благоприятных условий атмосферы может появиться и синий луч.

Указанное разложение света разделяет красные лучи от зеленых на $\frac{1}{8}$ сек. Поэтому на экваторе во время равноденствий, когда солнце опускается вертикально под горизонт, зеленые лучи должны зайти на $\frac{1}{2}$ сек. позже, чем красные, так как небесный свод поворачивается в секунду на $\frac{1}{4}$. По мере удаления от экватора, солнце заходит под горизонт все более и более косо, и соответственно возрастает продолжительность зеленого луча. Кроме того, продолжительность его зависит от склонения солнца, а, следовательно, и от времени года. Оно должно быть наибольшим во время солнцестояний и наименьшим во время равноденствий; так, для широты в 60° наибольшая продолжительность составляет 1.7 сек., наименьшая 1.0 сек.

Для появления зеленого луча необходимо, чтобы горизонт представлял прямую линию без всяких неровностей; этому условию удовлетворяет морской горизонт, вследствие чего зеленый луч особенно часто наблюдается на морях. На горах условия для зеленого луча также благоприятны, так как здесь видимый горизонт понижен и лучи восходящего и заходящего солнца проходят здесь значительно большую толщу, чем на равнине, и потому разложение света на цвета, а с ним и продолжительность зеленого луча увеличивается. Заметим, что А. П. Ганский наблюдал зеленый луч с вершины Монблана, а Г. А. Тихов несколько раз наблюдал в Пулкове не только зеленый луч, но даже в последний момент и голубой луч.

Дальность видения. В тесной связи с прозрачностью атмосферы находятся наблюдения над дальностью видения, имеющие большое практическое значение особенно при туманах. В этом отношении интересны исследования Хеккера над коэффициентом прозрачности тумана. Пусть, напр., маяк или другой источник света в виде светящейся точки посылает во все стороны лучи, причем напряжение света равно J_0 . Если бы не было поглощения туманом, то напряжение света на расстоянии r было бы $\frac{J_0}{r^2}$; если же принять в расчет поглощение, то для напряжения света на расстоянии r получим, на основании формулы Бугера:

$$J = \frac{J_0}{r^2} \cdot p^r,$$

где p представляет коэффициент прозрачности, причем за единицу толщи воздуха взят, напр., слой воздуха толщиной в 1 км. Дальность видения r_1 представляет то расстояние, при котором напряжение света J_1 находится на границе чувствительности глаза, тогда

$$J_1 = \frac{J_0}{r_1^2} \cdot p^{r_1}.$$

Если пренебречь поглощением света в чистом воздухе, тогда в этом случае, при отсутствии тумана, дальность видимости R может быть определена по формуле:

$$J_1 = \frac{J_0}{R^2}.$$

На основании этих уравнений находим:

$$R^2 p^{r_1} = r_1^2.$$

Отсюда, определив заранее R , мы можем найти коэффициент прозрачности для тумана. Помощью той же формулы можно, определив заранее тем или другим способом коэффициент прозрачности тумана, вычислить дальность видения.

Длинный ряд наблюдений над дальностью видения имеется для Вены. Самек обработал эти наблюдения и нашел, что для данного места наблюдения, расположенного в северной части города, дальность видения на восток, запад и юг различна и выражается следующими числами:

Дальность видения (Вена, Метеорол. Обсерватория).

	Зима.	Весна.	Лето.	Осень.	Год.
На восток	3.4 км.	7.0 км.	14 км.	4 км.	6 км.
„ юг	3.0 „	4.0 „	5 „	3.8 „	4 „
„ запад	6.6 „	11.6 „	15 „	11.0 „	11 „

Приведенные числа относятся не только к туману, но представляют собою средние значения для всех дней. Неодинаковые значения в различных направлениях обусловлены расположением обсерватории; так как в Вене западные ветры приносят чистый воздух, то и дальность видения на запад наибольшая.

Наблюдения Вольфа в Гейдельберге над дальностью видения обнаружили в течение года два максимума — в мае и августе и два минимума — в июле и декабре. Необходимо отметить, что для большей части таких наблюдений сильное влияние оказывают местные условия; тем не менее они полезны в том отношении, что до некоторой степени заменяют сложные инструментальные наблюдения над прозрачностью воздуха.

В последнее время Вигандом построен весьма простой прибор, позволяющий судить о прозрачности воздуха, названный им клиновым измерителем видимости. Общий вид прибора дан на рис. 204. Главную часть прибора составляет круглая стеклянная пластинка, на которой нанесен слой желатины; к желатине примешано особое вещество, благодаря которому желатина по своим оптическим свойствам приближается к матовому стеклу. Слой желатины вдоль окружности круга постепенно утолщается, так что поверхность его имеет вид клина или винтовой поверхности. Круговой клин может поворачиваться вокруг своего центра внутри круглой оболочки, имеющей небольшое отверстие внизу, снабженное окулярной трубкой. Перед наблюдением шкала устанавливается на нуль; наблюдатель смотрит через окулярную трубку на определенную цель и поворачивает клиновую оболочку до тех пор, пока наблюдаемая цель не исчезнет. Отсчитав затем показание шкалы, находим по особой формуле дальность видения.

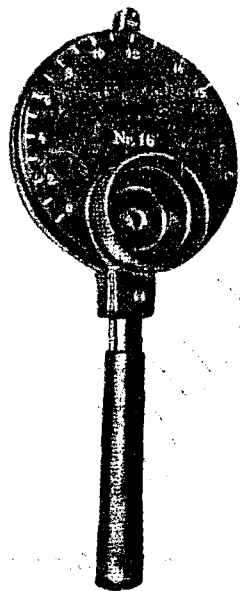


Рис. 204. Клиновой измеритель видимости.

Световые явления, обусловленные преломлением и отражением лучей в атмосфере. До сих пор мы рассматривали световые явления, происходящие вследствие рассеяния и поглощения света земной атмосферой. Световые лучи от солнца, луны, звезд и других источников света, проходя через нашу атмосферу, кроме рассеяния, испытывают также преломления и отражения; в результате этого траектория луча подвергается тем или другим изменениям. Отражение и преломление возможно или под действием газообразных частей, составляющих нашу атмосферу, или же под действием находящихся в атмосфере ледяных и водяных облаков. Рассмотрим сначала первую категорию этих явлений. Их можно разделить на три группы: 1) явления, происходящие вследствие обычного нормального изменения плотности воздушных слоев в вертикальном направлении; сюда относятся явления астронамической и земной рефракции; 2) явления, происходящие

вследствие аномального распределения плотности в воздушных слоях нашей атмосферы; сюда относятся явления повышения и понижения горизонта, различные виды миража и проч. и 3) явления, происходящие вследствие более или менее быстрого изменения плотности воздуха; сюда относятся явления кажущегося дрожания предметов, мерцание звезд и проч. Каждую из указанных групп явлений рассмотрим отдельно.

Астрономическая рефракция. Явления астрономической и земной рефракции относятся по преимуществу к области астрономии и геодезии, и мы рассмотрим их лишь в элементарной форме и в самых общих чертах. Так как земная атмосфера обладает на различных высотах различной плотностью, а, следовательно, и различным показателем преломления света, вследствие этого отдаленные предметы, которые мы наблюдаем через атмосферу, видимы нами в направлении, более или менее отличающемся от того, в котором они действительно расположены. Угол, образованный прямой линией, идущей от глаза к предмету (точнее к определенной точке его), с направлением, в котором мы видим его, называется рефракцией. В зависимости от того, принадлежит ли наблюдаемый предмет к небесным телам или к земным, различают астрономическую и земную рефракцию.

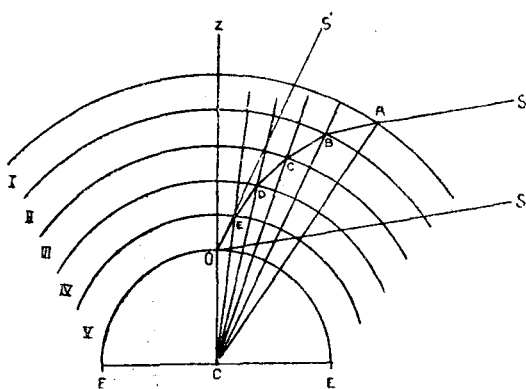


Рис. 205. Астрономическая рефракция.

Обратимся к элементарной теории астрономической рефракции. Пусть (рис. 205) ЕОЕ' представляет поверхность земли и С—ее центр; в О находится глаз наблюдателя. Вообразим нашу атмосферу разделенной на достаточно большое число слоев, настолько тонких, что плотность каждого из них и показатель преломления света можно считать постоянным. Луч света SA, идущий от светила, достигает в точке А внешних пределов атмосферы; входя в слой I, луч

приближается к нормали AC (нормалью к сферическим поверхностям раздела двух слоев являются, очевидно, соответствующие радиусы); вступая затем во II более плотный слой, луч света снова преломляется и приближается к нормали BC и т. д.; в результате траектория луча принимает вид ломаной линии; эта ломаная линия в пределе, при допущении, что атмосфера разделена на бесконечно большое число концентрических слоев, должна принять вид кривой линии ABCDEO, обращенной выпуклостью к зениту Z. Наблюдатель, находящийся в точке О, судит о положении светила по направлению последнего элемента луча, попадающего в его глаз, т. е. по направлению касательной к кривой луча в точке О; таким образом наблюдатель увидит светило в направлении OS', и ему будет казаться, что светило расположено ближе к зениту, чем это имеет место в действительности, на угол S'OS.

Вычисление угла рефракции или просто рефракции представляет довольно сложную задачу; мы не будем останавливаться на ней и приведем лишь таблицу Бесселя для значений рефракции при различных зенитных расстояниях; в ней Z означает зенитное расстояние, γ — значение рефракции при 760 мм. давления и при температуре в 8.5° .

Значение рефракции при 760 мм. и 8.5°.

Z	γ	Z	γ	Z	γ
0°	0'0.0"	50°	1'8.7"	85°	9'46.5"
10°	10.2"	60°	1'39.7"	87°	14'14.6"
20°	21.0"	70°	2'37.3"	88°	18'8.6"
30°	33.3"	75°	3'32.1"	89°	24'24.6"
40°	48.4"	80°	5'16.2"	90°	31'54.1"

Чтобы из нее получить истинное значение рефракции γ , надо ввести поправки: α — на давление b и β — на температуру t° ; эти поправки даны в дополнительной таблице; их вводят в формулу:

$$\gamma = \gamma (1 - \alpha - \beta).$$

Поправочные члены для рефракции.

b мм.	α	t°	β	b мм.	α	t°	β
695	0.075	— 15	— 0.094	720	0.042	10	+ 0.002
700	0.069	— 10	— 0.073	725	0.035	15	+ 0.020
705	0.062	— 5	— 0.053	730	0.029	20	+ 0.036
710	0.055	0	— 0.034	735	0.022	25	+ 0.052
715	0.049	5	— 0.015	740	0.015	30	+ 0.068

Астрономической рефракцией объясняется ряд явлений. Благодаря рефракции звезды и другие небесные тела видны на небесном своде на своих действительных местах лишь тогда, когда они находятся в зените. Чем более удалены они от зенита, тем более видимое их положение отклоняется от действительного, причем для светил, находящихся у горизонта, это отклонение достигает почти 35'. Видимая высота звезд оказывается больше действительной на угол, равный астрономической рефракции. Вследствие этого звезды видны уже тогда, когда они лежат еще на 35' под горизонтом (земной рефракцией, о которой будем говорить ниже, пока пренебрегаем). Ко времени полнолуния солнце и луна должны занимать на небесном своде прямо противоположное положение; но вследствие рефракции и во время полнолуния мы можем наблюдать некоторое время солнце и полную луну одновременно целиком над горизонтом. По той же причине продолжительность дня удлиняется в средних широтах на 8—13 минут; в полярных странах, где суточный путь солнца образует небольшой угол с горизонтом, это удлинение еще больше; так, напр., для Мельвилевых островов полярная ночь, которая должна бы продолжаться три месяца, сокращается на 12 дней.

Рефракция оказывает действие на видимую форму солнечного и лунного дисков у горизонта: нижний край диска оказывается приподнятым на 35', тогда как верхний лишь на 28', вследствие этого получается диск, приплюснутый на 7' в вертикальном направлении.

Земная рефракция. Описанное выше преломление лучей и искривление их траектории имеет место и в том случае, если лучи идут от земных предметов. Геодезисты, напр., знают, что при визировании вершины горы из долины, гора кажется приподнятой, а при обратном визировании с горы в долину замечается повышение долины. Теория ре-

фракции показывает, что прямолинейный луч, идущий от какого-либо предмета в глаз наблюдателя, благодаря рефракции искривляется, и траектория луча имеет в первом приближении форму дуги круга, радиус которой в 7—8 раз больше радиуса земли. Указанное искривление луча в сильной мере затрудняет геодезические измерения; в виду этого геодезисты предпочитают производить точные измерения в ясную погоду и при том около полудня, когда рефракция бывает наименьшей; однако и в этом случае надо принимать в расчет распределение температуры. Чтобы составить себе приблизительное понятие о влиянии рефракции при геодезических измерениях, приведем средние значения рефракции ρ для различных расстояний D между наблюдателем и визируемой точкой:

D в км.	1	4	8	12	16	20
ρ в секундах	2	8	17	25	34	42

Значения ρ даны для среднего, обычного распределения температуры; в отдельных случаях они могут сильно изменяться в ту или другую сторону.

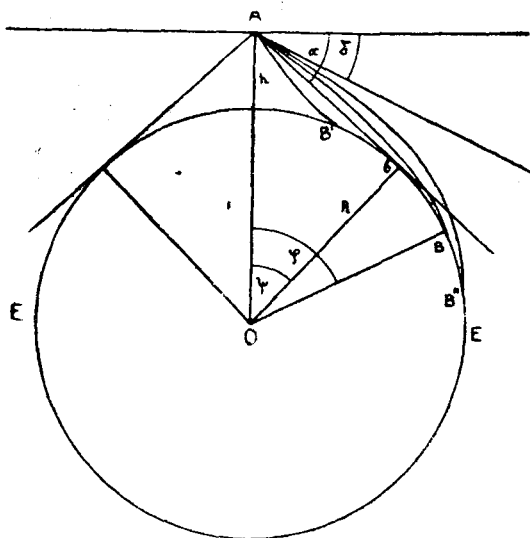


Рис. 206. Земная рефракция.

Земная рефракция дает также начало расширению видимого горизонта. В самом деле, пусть (рис. 206) EE представляет земную поверхность и A — точку, в которой находится глаз наблюдателя; если бы свет распространялся в атмосфере прямолинейно, то граница видимого горизонта определялась бы точками касания линий, проведенных из A касательно к земной поверхности. Точка касания b была бы крайней точкой, видимой наблюдателем у горизонта. Угол α , образованный горизонтальной плоскостью, проведенной через точку A , с касательной Ab , представляет собою так наз. геометрическую депрессию горизонта; равный ему угол ψ

определяет ширину горизонта или дальность видения. Но, как мы видели выше, вследствие уменьшения плотности воздуха по мере поднятия над земной поверхностью, луч света распространяется по кривой линии, обращенной вогнутой стороной к земной поверхности. Вследствие этого в глаз наблюдателя попадает луч, идущий из некоторой точки B ; таким образом крайней видимой точкой оказывается не b , а B ; горизонт таким образом расширяется, ширина его и дальность видения измеряется уже углом φ . Направление, в котором глаз видит точку B , определяется касательной к траектории луча; вследствие этого депрессия горизонта также изменяется и вместо α она равна δ . Итак, в нормальных условиях рефракция вызывает уменьшение депрессии горизонта и при том тем большее, чем сильнее искривлен путь луча; вместе с тем нетрудно видеть, что с уменьшением δ горизонт кажется приподнятым. Если бы показатель

преломления был постоянным, то дальность видимого горизонта $Ab=S_0$ была бы

$$S_0 = \sqrt{(R+h)^2 - R^2} = \sqrt{2hR + h^2},$$

где h —высота глаза наблюдателя над земной поверхностью и R —радиус земли. Вследствие малости h по сравнению с R , можно принять:

$$S_0 = \sqrt{2hR};$$

так выражается дальность видимого горизонта без рефракции, т. е. чисто геодезическая дальность; но благодаря земной рефракции, величина действительной дальности горизонта $AB=S$ больше; если обозначить соответствующее увеличение горизонта через KS_0 , то

$$S = (1 + K)S_0 = (1 + K)\sqrt{2hR}.$$

В среднем K можно принять равным 0.06—0.07. Таким образом рефракция увеличивает дальность видимого горизонта по сравнению с чисто геодезическим на 6—7%. Гаусс, на основании Ганноверской съемки получил $K=0.065$, Савич для Кавказа 0.064; над морем K больше (около 0.075). Величина K испытывает также значительные колебания в течение суток, причем она меньше всего около полудня. На горах, вследствие разрежения воздуха, K уменьшается.

Приведем таблицу численных значений S_0 и S при K , равном 0.06 и 0.07:

Дальность горизонта геодезическая (S_0) и действительная (S).

h в м.	S_0 в км.	S в км.	
		$K = 0.06$	$K = 0.07$
1	3.57	3.78	3.82
2	5.05	5.35	5.40
5	7.98	8.46	8.54
10	11.29	11.97	12.08
50	26.24	27.81	28.08
100	35.70	37.84	38.20
500	79.83	84.62	85.46
1000	112.88	119.65	120.78

Колебания горизонта. В случае аномального распределения плотности воздуха по вертикали, луч света может испытывать аномальное преломление, траектория его может искривляться в ту или другую сторону и в результате получается ряд интересных явлений. Пусть температура с высотой падает медленнее, чем это имеет место обычно, или даже повышается с высотой; тогда, очевидно, плотность воздуха уменьшается с высотой сильнее, чем в обычных условиях. В результате траектория луча $B'A$ (рис. 206) искривляется еще больше и горизонт оказывается еще более повышенным и расширенным. Такое распределение температуры и плотности воздуха имеет место по большей части в ночные и утренние часы и особенно зимою. При сильно выраженной рефракции света видимый горизонт может подняться до математического и даже выше его, и тогда наблюдателю кажется, что края горизонта приподняты и что он находится как бы посреди обшир-

ной котловины; последнее имеет место в том случае, если световой луч искривлен более, чем земная поверхность.

Приведем некоторые примеры поднятия и расширения горизонта. Так, 26 июля 1797 года из Гастингса, расположенного на английской стороне пролива Па-де-Калэ, можно было видеть французский берег, который обычно не виден и в лучшие подзорные трубы; при этом даже невооруженным глазом можно было отчетливо различать отдельные возвышенности берега; временами они были видны отчетливее и ближе, временами—менее отчетливо и в большем отдалении. Интересный случай рефракции наблюдал в Японском море Эссен 25 февраля 1902 года во время плавания у восточных берегов Кореи: на совершенно чистом диске восходящего солнца был виден горный массив, который затем исчез, когда солнце отделилось от горизонта. Очевидно на прямой между солнцем и наблюдателем были горы. Судя по карте, это могла быть гора Гонвуми-Яма на острове Нипон на расстоянии 480 морских миль. Вершина горы должна была казаться приподнятой вследствие рефракции на 60 км.

Иногда температурные условия в нижних слоях воздуха таковы, что депрессия горизонта оказывается большей, чем обычно; в этом случае должно наблюдаться понижение и сужение горизонта, причем становятся невидимыми те предметы, которые обычно можно видеть. Такие температурные условия имеют место в дневные часы, когда поверхность земли сильно нагревается и нагреваются прилежащие слои воздуха; в этом случае температура с высотой быстро падает, вследствие чего плотность воздуха с высотой падает медленнее, чем в обычных условиях; в этом случае искривление луча становится меньше, чем обычно (ВА на рисунке 206); в результате должно получиться понижение и сужение горизонта. Если падение температуры с высотой было бы больше, чем 3.4° на 100 м. поднятия, то плотность воздуха с высотой увеличивалась бы; в этом случае луч света, идущий из точки В' в глаз наблюдателя А, должен дать кривую, обращенную выпуклой стороною к поверхности земли; если провести касательную к этой кривой, то нетрудно видеть, что в этом случае депрессия горизонта больше геометрической; горизонт получится значительно суженным и пониженным. Такой случай распределения температуры, когда плотность воздуха с высотой увеличивается, соответствует неустойчивому распределению плотностей; однако нетрудно видеть, что вовсе нет необходимости, чтобы более плотные массы воздуха лежали над менее плотными; в самом деле, луч В'А идет на большом протяжении и при том почти горизонтально; таким образом достаточно, если в точке А, лежащей на высоте h , плотность воздуха больше, чем в точке В' у уровня моря. Такой случай вполне возможен при неравномерном распределении температуры вдоль земной поверхности, особенно если часть траектории луча лежит над сушею, часть над морем, тем более, что расстояние между А и В' может быть значительным (порядка десятков км. и более).

Приведем несколько примеров. Так, нередко горы Корсики, видимые в обычных условиях из Генуи и Прованса, кажутся погруженными в море. 13 декабря 1773 года Кук во время экспедиции к южному полюсу наблюдал следующее явление: над судном пронеслась снежная буря и при этом исчез ледяной остров, отчетливо видный перед бурей; когда буря прошла, остров появился снова.

Нередко, кроме аномальных повышений или понижений горизонта, можно наблюдать также, что предметы как бы приближены к наблюдателю и кажутся увеличенными. Так, Кук утром 30 января

1774 года видел в южном полярном море очень большой ледяной остров, имевший вид массива с высокими горными хребтами; но когда он несколько приблизился к этому острову, то последний оказался не таким грандиозным; он состоял из ряда небольших льдин, и лишь некоторые были сравнительно большой величины. Точно также 15 октября 1789 года около восхода солнца Джиованес наблюдал из Мольфетты, что соседний город Бисеглия, находящийся на расстоянии 7 миль, был необычайно близок и виден настолько отчетливо, что можно было различать отдельные дома, которые казались при этом удлинненными.

Повышенная видимость предметов—общеизвестное явление; его можно наблюдать перед дождем и после него, в море, в степи и в пустыне, перед фенами и при холодных восточных ветрах. Повышенная видимость и кажущаяся близость предметов обусловлена тем, что угол зрения, под которым мы видим отдаленные предметы, иногда при искривленной траектории лучей оказывается больше, чем при прямолинейном распространении света. Вследствие этого отдельные части кажутся более удлинненными, предмет кажется ближе и виден отчетливее. Явление это обусловлено особым распределением температуры и плотности воздуха, а, следовательно, и преломляемости лучей. Пусть, напр., плотность воздуха уменьшается с высотой сначала медленно, а затем быстрее; тогда луч aO (рис. 207), идущий от нижней точки

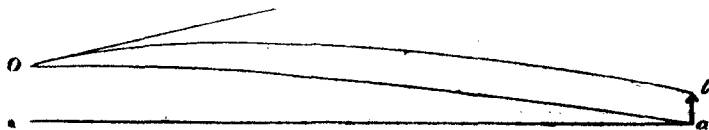


Рис. 207. Кажущееся увеличение предмета.

предмета, искривляется меньше, чем луч bO , и в результате получается кажущееся увеличение и приближение предмета. Наоборот, если падение плотности воздуха с высотой получается сначала быстрое, а затем все более и более замедленное, то кривая bO (рис. 208) оказы-

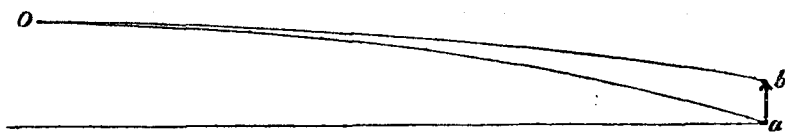


Рис. 208. Кажущееся уменьшение предмета.

вается менее изогнутой, и получается уменьшение и удаление наблюдаемого предмета.

Миражи. Миражи принадлежат к явлениям аномальной рефракции света, при которых наблюдатель видит, кроме самих предметов, также и их изображения; последние могут располагаться над предметом (верхние миражи), под предметом (нижние миражи) и, наконец, вправо и влево от него (боковые миражи).

Верхние миражи. Приведем пример верхнего миража, описанный Винце. 1 августа 1798 года при ясном безоблачном небе Винце наблюдал вечером после жаркого дня над морским горизонтом верхушку корабля и, кроме того, два полных изображения его, одно—прямое, другое—обратное; оба изображения касались друг друга. По мере того, как корабль удалялся и скрывался под горизонтом, изображения его все более и более поднимались над горизонтом. Одновре-

менно с этим он мог наблюдать аналогичные явления и над другими кораблями. Ряд подобных явлений наблюдал во время своих полярных путешествий и Скоресби. Рис. 209 дает нам общий вид берега Гренландии, согласно наблюдениям Скоресби; здесь видно по несколько верхних изображений; изображения были при этом в значительной мере искаженными.

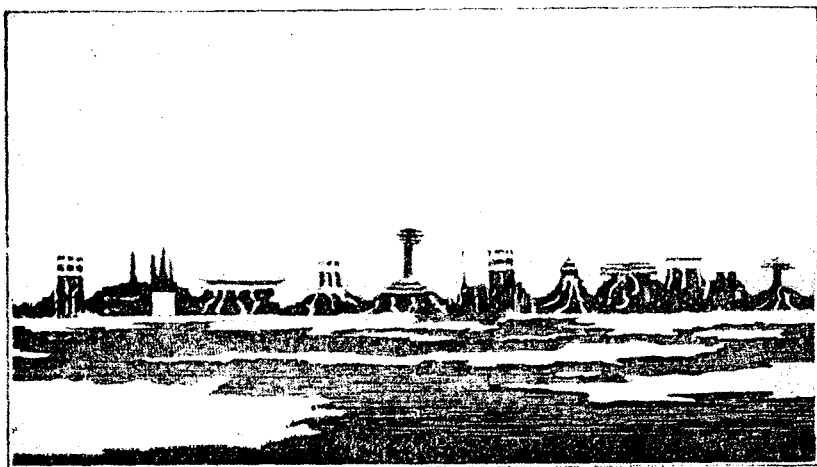


Рис. 209. Верхний мираж.

Явления миража обязаны своим происхождением быстрому изменению плотности воздуха в вертикальном направлении; в частности, в случае верхнего миража должно иметь место быстрое падение плотности в направлении вверх. Такое распределение плотности воздуха возможно зимою при ясной погоде и высоком давлении, а также ночью, когда в нижних слоях атмосферы имеет место температурная инверсия. Вследствие этого верхние миражи наблюдаются главным образом зимою и при том чаще всего в полярных странах.

Допустим, что плотность воздуха быстро убывает с высотой; пусть (рис. 210) в *а* находится предмет и *б* о глаз наблюдателя;

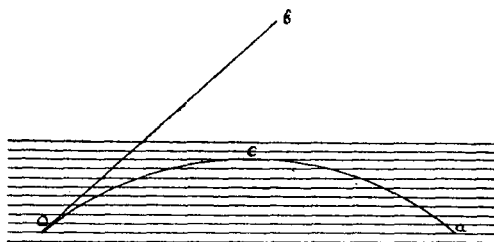


Рис. 210. Объяснение верхнего миража.

разобьем атмосферу на ряд тонких горизонтальных слоев; тогда, очевидно, плотность воздуха и показатель преломления в этих слоях должны постепенно уменьшаться по мере поднятия. Луч света, идущий от предмета под некоторым углом к горизонту, вступая в слои, где показатель преломления меньше, должен постепенно удаляться от перпендикуляра, восстановленного к поверхности раздела двух смежных

слоев, т. е. от вертикального направления; таким образом, траектория луча образует кривую линию, обращенную вогнутостью к поверхности земли; постепенно удаляясь от вертикального направления, луч принимает горизонтальное направление, а затем образует вторую ветвь, симметричную с первой. В результате луч описывает траекторию *асо*, и наблюдатель видит изображение предмета по направлению касатель-

ной к этой кривой, проведенной в точке o ; таким образом изображение предмета получается в точке b , расположенной над точкою a . Так как от точки a лучи идут также в горизонтальном направлении ao , то наблюдатель может одновременно видеть и самый предмет в его действительном положении. Так получается верхний мираж.

Мы рассмотрели случай одного изображения. Для объяснения нескольких изображений допустим, что у самой поверхности земли плотности воздуха падает с высотой довольно медленно, но, начиная с некоторой высоты, падение ее происходит значительно быстрее; ход лучей в этом случае приводит к нескольким изображениям. В самом деле, пусть (рис. 211) a — предмет, o — глаз наблюдателя; лучи света, идущие от крайних точек предмета в самых нижних слоях атмосферы, должны быть лишь слегка вогнуты к земной поверхности, так как падение плотности здесь сравнительно медленное; таким образом получается лишь умеренно приподнятое прямое изображение b_1 ; находящийся напр., под горизонтом корабль приподнят лишь настолько, что видны одни только верхушки его мачт. Лучи, идущие под большим углом к горизонту и попадающие в слои с наибольшим падением плотности, испытывают здесь сильное искривление; так как лучи, идущие от нижних частей предмета, проникают в эти слои под большим углом к горизонту, чем лучи от верхних частей, то эти лучи пересекаются между собою до изгиба вниз и дают поэтому в глазу обратное изображение b_2 .

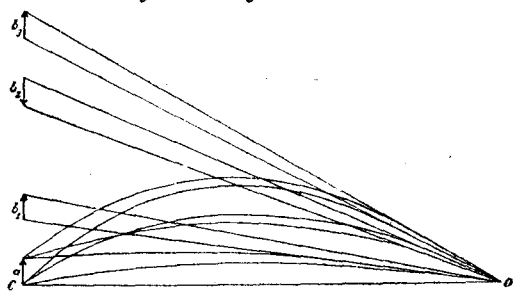


Рис. 211. Случай нескольких изображений.

Лучи, идущие еще более круто к горизонту и не пересекающиеся между собою до изгиба вниз, дают новое прямое изображение b_3 , расположенное еще выше. Если между двумя последними изображениями имеется промежуточное пространство, то оно должно быть заполнено изображением той части моря позади корабля, которая посылает лучи в промежуток между лучами, дающими оба изображения. Небольшие изменения плотности в слое наибольшего падения ее могут изменять величину этого промежуточного пространства, причем его может и вовсе не быть.

Нижние миражи. В случае, если изображение получается ниже самого предмета, явление называется нижним миражем. Первое описание этого явления было дано в 1781 году Грубером для степей Венгрии: когда наблюдатель находится на открытой равнине, то нередко в отдалении как бы расстилается водная поверхность слегка волнующаяся, которая то приближается, то удаляется; если на горизонте видны какие-нибудь предметы, то они как бы поднимаются из воды; в то же время под ними наблюдаются их обратные изображения, как будто отражающиеся в водной поверхности. Подобного же рода мираж наблюдал в северной Германии еще в 1783 году Буш: находясь в 2 милях от Бремена, он видел перед городом вместо зеленого луга как бы водную поверхность, в которой отражался город (рис. 212). Особенно часты эти явления в египетских степях и пустынях. Подобного же рода явления наблюдаются в степной полосе нашего Союза, особенно в Казакстане, Туркестане, Саратовской и Астраханской губерниях.

Явление нижнего миража, как обратное явлению верхнего миража, очевидно, должно быть обусловлено таким распределением плотности воздуха по вертикали, при котором плотность воздуха растет вверх. По аналогии с верхним миражем, можем представить себе ход лучей в этом случае, повернувши лишь на 180° рис. 210; тогда мы получим рис. 213, причем в о находится глаз наблюдателя и в а предмет (ход лучей представлен на рисунке преувеличенно искривленными; на самом деле лучи идут значительно менее искривленными). Как мы видели

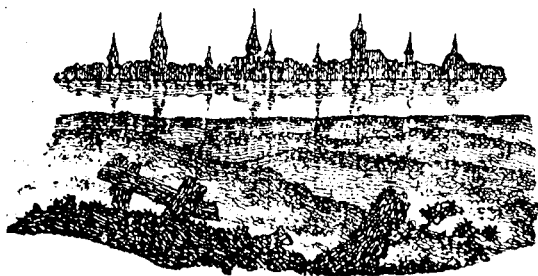


Рис. 212. Нижний мираж.

выше, характерной при нижнем мираже является также как бы водная поверхность, наблюдаемая обычно под прямым изображением предмета. Происхождение ее можно объяснить следующим образом: находящаяся позади предмета часть неба также дает обратное изображение внизу; это изображение, в виду его однородности, производит впечатление блестящей водной поверхности, в которой отражается предмет.

Нередко при восходе и заходе солнца форма солнечного диска сильно искажается. Происходит это благодаря струйкам воздуха, поднимающимся от земной поверхности или опускающимся вниз и имеющим плотность, отличную от плотности окружающего воздуха; одновременно с этим может иметь место нижний мираж, дающий второе изображение солнца; вследствие этого солнечный диск при восходе или заходе солнца принимает временами размытую и сильно искаженную форму. Кроме того, иногда можно наблюдать, что солнце или луна заходят выше горизонта; в этом случае они заходят за кажущийся горизонт, который оказывается несколько выше действительного; точно такое же явление может наблюдаться и при восходе солнца или луны. Благодаря миражу не только искривляется форма солнечного диска, но даже может появляться второе солнце, отделенное от первого некоторым промежутком. Описанное явление можно наблюдать при совершенно ясном, безоблачном небе.

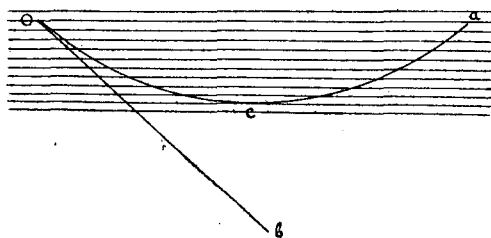


Рис. 213. Объяснение нижнего миража.

Явление верхнего и нижнего миража нетрудно воспроизвести лабораторно. Для получения верхнего миража можно взять длинный прямоугольный ящик со стеклянными боковыми стенками и наполнить его двумя смешивающимися между собою жидкостями, имеющими различную плотность, напр., водою и сверху спиртом, или сиропом и сверху водою; жидкости медленно диффундируют и получается среда, в которой плотность постепенно уменьшается снизу вверх. Можно также снизу налить насыщенный раствор поваренной соли, а сверху воды. Если в образовавшуюся среду пустить луч света, слегка направленный вверх, то в темноте можно проследить его траекторию с вершиною и двумя ветвями и получить двойное изображение небольшого освещенного предмета, напр., отверстия в стенке сосуда. Для воспроизведения

нижнего миража можно брать длинные металлические пластинки и нагревать их; если смотреть вдоль такой нагретой поверхности на небольшие, надлежащим образом расставленные предметы, можно видеть их обратные изображения, расположенные ниже самих предметов.

Боковая рефракция и боковой мираж. Обычно поверхности одинаковой плотности воздуха не бывают параллельны горизонту; почти всегда имеет место большее или меньшее отклонение этих поверхностей от указанного расположения, вследствие чего луч описывает траекторию, не вполне совпадающую с вертикальной плоскостью; в результате происходит боковая рефракция света, которой мы обычно не замечаем. Однако, если указанные поверхности сильно отклоняются от горизонтального, параллельного между собою направления, то боковая рефракция становится заметной. Так Жюрен, совместно с Сорэ, наблюдал такое явление в утренние часы на Женевском озере; кроме судна, приближавшегося к берегу, рядом с ним было видно и его изображение, которое все более и более удалялось от судна по мере приближения последнего к берегу, пока не исчезло вовсе. Подобные же боковые миражи можно при некотором внимании наблюдать у стены, нагретой солнцем, или же сбоку нагретой печи.

Боковые миражи объясняются так же, как и вертикальные миражи; надо лишь допустить, что поверхности одинаковой плотности не горизонтальны, а вертикальны. В частности, обращаясь к явлению, наблюдавшемуся Жюреном, заметим, что корабль шел к берегу с восточной стороны; эта часть озера была затенена утром восточными горами и судно двигалось вблизи границы тени; другая часть озера была освещена солнцем; таким образом имело место падение плотности в направлении с востока на запад и поверхности одинаковой плотности могли иметь почти вертикальное направление.

Фата-моргана. Иногда условия распределения плотности воздуха настолько аномальны, что одновременно возможно появление различных видов миражей, рассмотренных выше; при этом получается ряд разнообразных изображений зданий и городов, лежащих вне пределов горизонта; изображения эти обыкновенно сильно искажены, кажутся перемещающимися и производят на наблюдателя чрезвычайно сильное впечатление; в виду этого некоторые описания этих явлений, повидимому, сильно преувеличены. Особенно часто наблюдаются подобного рода явления близ Реджио в Мессинском заливе, где они называются фата-моргана.

Известное описание этого явления дает Джиовене: в ясный, тихий зимний вечер, вскоре после захода солнца, в западной части горизонта появилось несколько облаков; быстро поднявшись на высоту около 2°, они начали принимать самые разнообразные формы, так что было очевидно, что это вовсе не облака, а искаженные изображения различных предметов; сначала видно было как бы множество дворцов и башен, производивших впечатление большого города (казалось, что видны части города Чериньола, лежащего в том же направлении на расстоянии около 8 немецких миль); внезапно картина изменилась: появились два возвышения, один над другим, которые становились все выше и выше, и затем обратились в четырехугольные башни с большими окнами, в которых отражался свет вечерних сумерек. С чрезвычайной быстротой картины все менялись.

Имеется целый ряд таких описаний: часто видны города, замки, появляются фигуры различных животных, всадников на лошадях, пеше-

ходов. Нередко такие картины вводят в заблуждение путешественников, принимающих эти изображения за лежащие поблизости города.

Описанные явления наблюдаются преимущественно во время вечерних или утренних сумерек; осенью и зимою они бывают чаще, чем весной и летом. Местные жители Апулии появление их считают признаком предстоящей перемены погоды.

Для объяснения этих явлений надо допустить, что поверхности одинаковой плотности идут не параллельно друг другу, но наклонены между собою под различными углами. Вследствие этого лучи, исходящие из какой-либо точки предмета, описывают различные траектории, причем здесь может получаться целый ряд изображений. Если изображения видны не раздельно, то получается впечатление значительно увеличенного предмета. Благодаря воздушным течениям, а также непрерывному перемешиванию слоев неодинаковой плотности, изображения постоянно меняют свои очертания, свое положение и сменяются одно другим. Сильной изменчивости и размытости изображений способствуют в значительной мере вихри или струйки воздуха, имеющие плотность, отличную от окружающего воздуха.

Мерцание звезд и аналогичные явления. Нередко в жаркий день, когда почва сильно нагрета солнечными лучами, можно наблюдать, что отдаленные горы, здания и проч., особенно их края, заметно колеблются. Точно также, если смотреть на сильно разогретую железную крышу, то позади нее на деревьях дрожат листья, как будто от легкого дуновения ветра. Аналогичное явление можно наблюдать и в комнате вблизи нагретой плиты; при этом края висящих по соседству предметов находятся как бы в движении.

Эти явления земного мерцания происходят вследствие того, что лучи, идущие от предмета, встречают на своем пути множество струек или вихрей теплого или холодного воздуха; плотность их и преломляющая способность отличаются от таковых окружающего воздуха и в результате лучи претерпевают частые, постоянно изменяющиеся отклонения.

К той же категории явлений надо отнести дрожания изображений при фата-морганах, колебания и волнения кажущейся водной поверхности при нижних миражах, а также сверкание солнечного отражения в окнах домов, на куполах церквей, на стеклянных садовых шарах и пр.

Явление мерцания можно наблюдать и при отсутствии сильного нагревания, если только лучам приходится проходить длинный путь в атмосфере; так контуры далеких гор, если рассматривать их в подзорную трубу, кажутся дрожащими; точно также дрожат и края солнца или луны. Даже и ночью замечается мерцание отдаленных источников света; в случае, если источник света достаточно удален и интенсивен, то, кроме дрожания, можно наблюдать еще изменения яркости и смену цветов. Все это убеждает нас в том, что наличие в атмосфере тонких струек или вихрей теплого и холодного воздуха есть обычное состояние нашей атмосферы.

Но особенно интересно и хорошо изучено мерцание звезд. Еще Аристотель упоминает, что неподвижные звезды находятся в состоянии мерцания, в то время как планеты не мерцают. Особенно сильно мерцают звезды вблизи горизонта; в этом случае кроме дрожания замечаются также изменения в яркости и окраске. Таким образом явление мерцания звезд состоит в дрожании и изменении яркости и окраски. Более тщательные наблюдения показали, что мерцают также и планеты, но вообще мерцание планет бывает сравнительно редко и лишь, когда они находятся вблизи горизонта. Слабое мерцание планет объясняется

тем, что планеты представляются нам на небесном своде не в виде точек, а малых дисков, разные точки которых мерцают различно; в результате беспорядочные дрожания отдельных частей, налагаясь друг на друга, сливаются в общее, довольно слабое мерцание. Сильнее других планет мерцают Меркурий и Венера, особенно когда они видны в телескоп в виде узких серпов.

Солнце и луна, в момент восхода и захода, когда они представляются наблюдателю в виде светлой точки, также мерцают и нередко довольно интенсивно. Иногда при этом первые лучи солнца дают на полу комнаты или вообще гладкой поверхности то светлые, то темные полосы. Во время полного солнечного затмения, когда солнце все более и более покрывается луною и наконец остается лишь узкая полоса солнечного диска, можно наблюдать, что на земной поверхности как бы бегут с запада на восток попеременно то светлые, то темные полосы; эти полосы очень длинны и перемещаются подобно складкам огромного занавеса. Светлые и темные полосы или волны, наблюдаемые во время солнечного затмения, называются бегущими тенями или явлением Кеплера.

Наблюдения показали, что видимое положение звезд на небесном своде быстро изменяется, звезды как бы колеблются или дрожат; амплитуда дрожания зависит от состояния атмосферы; в разных местах она различна; в Вене она составляет в среднем 6", в Пулковке 4", в Риме 4"; наименьшая амплитуда получилась для Лоуэльской обсерватории (в Америке), а именно, от 0.5" до 2". Так как указанное дрожание в значительной мере препятствует наблюдать детали планет, солнца и луны, а также не позволяет различать очень близкие двойные звезды, то при выборе мест для обсерваторий считаются с величиною дрожаний. Что касается изменений яркости и цвета звезд, то наблюдения показывают, что при мерцании цвет звезды сменяется приблизительно 30 раз в секунду; того же порядка и частота смены яркости.

Полная теория мерцания была дана Экснером. Он показал, что причиной мерцания являются небольшие струйки воздуха, постоянно имеющиеся в большем или меньшем количестве в атмосфере, и при том не только у поверхности земли, но и в свободной атмосфере; струйки воздуха, благодаря различиям в температуре, отличаются по своей плотности и по своему показателю преломления от окружающего воздуха; они действуют на проходящий свет подобно оптическим линзам. Если от звезды идет плоская световая волна, то под действием указанных струек она искривляется, причем струйки более плотного воздуха, действующие подобно собирающим линзам, дают искривления ab , cB (рис. 214), обращенные вогнутой стороною вниз к земной поверхности, тогда как струйки менее плотного воздуха дают искривления bc и aA в обратную сторону. На рисунке даны также и лучи, нормальные к поверхности волны; эти лучи становятся то сходящимися, то расходящимися. Пусть глаз наблюдателя находится как раз над A ; допустим, что струйки, вызывающие в нашей световой волне деформации $AabcB$, перемещаются в направлении от B к A . Так как лучи все время меняют свое направление, то наблюдателю будет казаться, что звезда смещается то в ту, то в другую сторону. Образующиеся при этом на поверхности световой волны шероховатости имеют, согласно вычислениям, радиус кривизны от 2 до 20 км.; линейные размеры самих шероховатостей колеблются от 1 до 20 см. Того же порядка (1—20 см.) и размеры воздушных струек, вызывающих мерцание. Заметим, что Г. А. Тихову удалось получить фотографические снимки цветного мерцания звезд и затем воспроизвести искусственно это явление.

Наблюдения показали, что степень мерцания зависит от состояния погоды: при высоком атмосферном давлении мерцание слабее, чем при пониженном; при низких температурах мерцание сильнее, чем при высоких; меньшей величине относительной влажности соответствует меньшее мерцание; при увеличении скорости ветра замечается усиление мерцания, но только до известного предельного значения скорости ветра; при дальнейшем увеличении скорости ветра мерцание слабеет. Нетрудно видеть, что приведенная нами зависимость от давления и температуры, а также от влажности воздуха объясняется тем, что при переменной изменчивой погоде атмосфера находится в неспокойном турбулентном состоянии и в ней имеются всякого рода мелкие вихри, волны и струйки, дающие начало мерцанию; напротив того, при хорошей устойчивой погоде атмосфера находится в более спокойном и устойчивом состоянии, и мерцание значительно ослабляется.

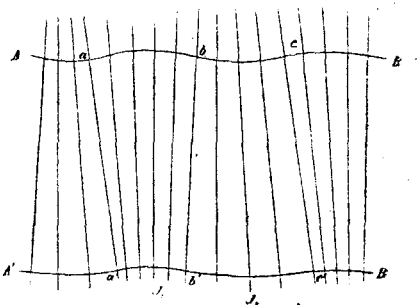


Рис. 214. Искривления световой волны.

Световые явления, вызываемые ледяными и водяными частичками облаков. Облака, состоящие, как известно, из ледяных кристалликов или водяных капелек, оказывают значительное воздействие на световые лучи, идущие через нашу атмосферу и дают начало целому ряду разнообразных, нередко очень красивых явлений, наблюдаемых вокруг солнца и луны. Указанные явления можно разделить на три группы: 1) так наз. явления гало, происходящие вследствие преломления света в ледяных кристалликах, а также вследствие отражения света от их граней; 2) цветные явления венцов вокруг луны и солнца, обязанные своим происхождением дифракции света, производимой ледяными или водяными частичками облаков, 3) радуга, образующаяся вследствие преломления и отражения света в каплях дождя или тумана. Рассмотрим каждую группу явлений отдельно.

Явления гало. Под гало подразумевают целый ряд разнообразных явлений; главнейшие из них следующие:

1) Круг или гало в 22° ; этот круг в 22° принадлежит к наиболее часто наблюдаемым явлениям; он представляет собою круг, описанный вокруг солнца или луны радиусом, равным приблизительно 22° ; с внутренней стороны круг резко очерчен и окрашен в красный цвет, а снаружи в зеленоватый или голубоватый; наружу как окраска, так и яркость явления постепенно ослабевает и круг почти незаметно сливается с белесоватой синевой остального неба; при слабом лунном свете окраски обыкновенно не наблюдается и виден лишь белый круг, резко очерченный с внутренней стороны. Полный круг наблюдается не всегда, часто видны лишь части его. Рис. 215 дает нам фотографический снимок круга в 22° вокруг солнца. Вблизи горизонта, вследствие кажущейся приплюснутости небесного свода, он представляется овальным, и солнце занимает внутри него эксцентрическое положение.

2) Круг или гало в 46° представляет круг, описанный вокруг солнца или луны угловым радиусом в 46° ; внутри он также окрашен в красный цвет, снаружи белесоватый; этот круг виден обыкновенно отдельными частями и лишь изредка вырисовывается целиком; ширина его вдвое больше, чем круга в 22° .

3) Описанное (эллиптическое) гало. Это интересное, но очень редко наблюдаемое гало имеет эллиптическую форму с малой вертикальной осью, совпадающей с вертикальным диаметром гало в 22° , горизонтальная же его ось значительно больше.

4) Горизонтальный круг представляет собою белый, бесцветный круг, параллельный горизонту и проходящий через солнце или луну; яркость его в различных частях неодинакова; нередко можно наблюдать полный круг, но часто наблюдаются лишь части его, причем обычно недостает частей, проходящих через солнце или луну и лежащих внутри круга в 22° ; на горизонтальном круге расположена большая часть ложных солнц (см. ниже), почему он называется также кругом ложных солнц.

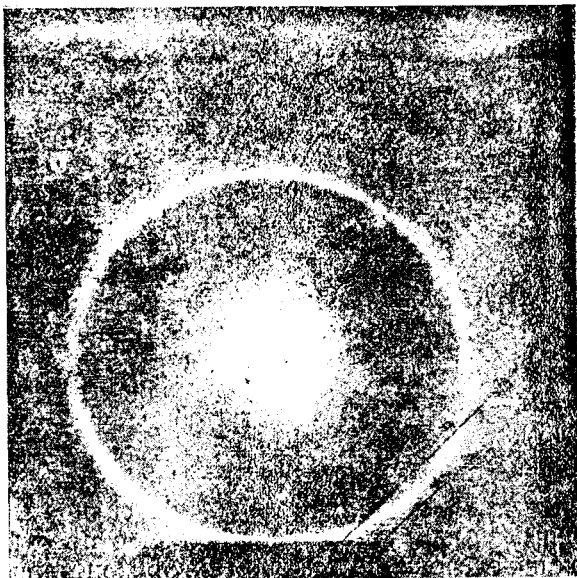


Рис. 215. Круг или гало в 22° .

5) Касательные дуги. Нередко к гало в 22° и 46° примыкают дуги различной длины, обращенные выпуклостью по большей части к солнцу или луне. Чаше всего наблюдаются верхние касательные дуги к гало в 22° , а также к гало в 46° (рис. 216); последние отли-

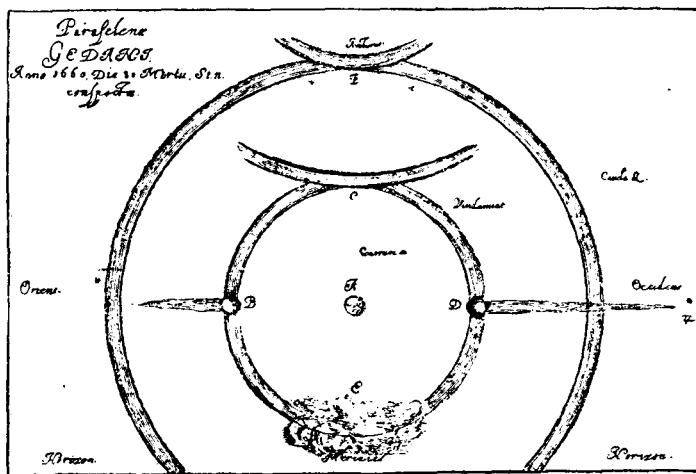


Рис. 216. Круги в 22° и 46° с ложными солнцами и касательными дугами.

чаются особенной яркостью и отчетливостью цветов; здесь нередко можно наблюдать почти все цвета от красного до фиолетового; красная окраска обращена к солнцу.

6) Ложные солнца и луны. Ложные солнца (луны) представляют собою резко очерченные блестящие пятна, настолько яркие, что иногда производят впечатление второго солнца или луны. Сюда относятся ложные солнца в 22° (рис. 216), расположенные на горизонтальном круге, проходящем через солнце в точках пересечения его с гало в 22° или несколько далее этих точек; нередко ложные солнца видны и без горизонтального круга и даже без гало в 22° ; бывают случаи, когда видно солнце и одно ложное солнце без всяких гало. Ложные солнца 22° обыкновенно очень ярки и богато окрашены; сторона, обращенная к солнцу, окрашена в красный цвет, за красным следуют остальные цвета спектра, постепенно ослабевающие. Заканчивается ложное

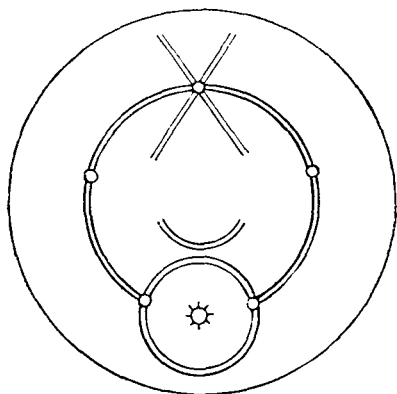


Рис. 217. Косые дуги.

солнце обыкновенно горизонтальным хвостом, направленным противоположно солнцу, длиною до 20° ; ширина хвоста, по мере удаления от солнца, уменьшается; иногда хвосты едва заметны. Расстояние ложных солнц от солнца увеличивается по мере поднятия солнца над горизонтом. Два других ложных солнца, сходные в общем с предыдущими, наблюдаются в местах пересечения круга в 46° с горизонтальным кругом; они не имеют окраски, очень слабы и редко видны. Иногда можно видеть ложные солнца на расстоянии 90° от солнца. Наблюдаются также ложные солнца на горизонтальном круге, проходящем через солнце, в точке, противоположной солнцу; это—так наз. противусолнца; на расстоянии 30° — 40° от противусолнца могут появляться ложные противусолнца. Иногда через противусолнце проходят так наз. косые дуги, пересекающиеся между собою в противусолнце (рис. 217). Аналогично вокруг луны образуются ложные луны.

7) Световые столбы и кресты. Световые столбы наблюдаются по большей части в то время, когда солнце или луна находятся всего на несколько градусов над горизонтом или под ним. Световые столбы тянутся вертикально вверх над солнцем; иногда они бывают и под солнцем (рис. 218). Чем выше солнце над горизонтом, тем реже они наблюдаются. Ширина столбов нередко уменьшается по мере удаления от солнца. Большею частью они бесцветны, но при вечерней заре нередко окрашиваются в красный цвет; столбы наблюдаются главным образом над солнцем и могут простираться вверх на 15° и более; внизу солнца они значительно короче и наблюдаются редко.

Кресты образуются при пересечении столбов с горизонтальным кругом, если от последнего видны лишь более светлые части, соседние

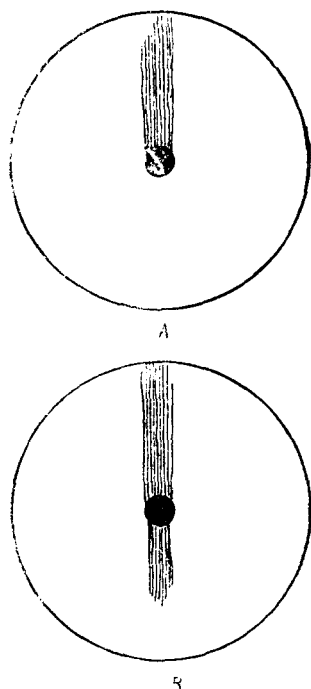


Рис. 218. Световые столбы.

с солнцем (рис. 219). Кресты так же, как и столбы, бесцветны. Пересечение горизонтального круга с кругом в 22° может дать подобие креста, особенно, если в точке пересечения наблюдается ложное солнце; однако такое явление не принято называть крестом.

Мы привели здесь лишь главные, наиболее часто встречающиеся явления гало. Обычно на небе наблюдается одновременно одно из этих явлений, но иногда при внимательном наблюдении можно заметить одновременно целый ряд явлений.

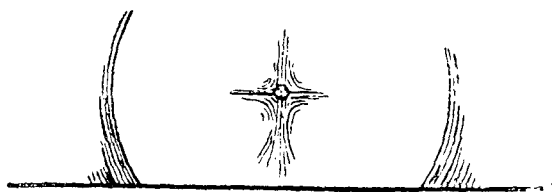


Рис. 219. Световые кресты.

Как показывают систематические наблюдения, гало наблюдаются в дни, когда небо покрыто легкими перистыми облаками или когда в воздухе плавает легкий туман из ледяных кристалликов. Какой-либо зависимости повторяемости гало от широты места или от положения его относительно моря не обнаружено. Можно лишь утверждать, что повторяемость их наибольшая там, где чаще всего наблюдаются легкие перистые облака или имеет место ледяной туман.

Наблюдения над повторяемостью гало в различные времена года показывают, что гало, обусловленные солнечным светом, чаще всего наблюдаются позднєю весною и реже всего зимою; лунные гало реже всего наблюдаются летом, наиболее часто—зимою. Указанный годовой ход обусловлен двумя факторами: повторяемостью ледяных кристалликов в атмосфере и продолжительностью дня и ночи в разное время года. Е. А. Хвольсон обработал наблюдения над гало за 8 лет для СССР и нашел, что гало наблюдаются обычно в передней части циклонов и потому могут служить признаком приближения циклонов.

Преломление лучей в ледяных кристаллах. Большое количество различных явлений гало обусловлено, с одной стороны, разнообразием форм кристалликов, с другой стороны, той или иной ориентировкой их во время падения. Так как явления гало происходят вследствие преломления и отражения света в кристаллах, то для объяснения указанных явлений важно исследовать ход луча в ледяном кристаллике и главным образом отклонение выходящего луча от первоначального направления. Для этого, очевидно, необходимо знать угол, образуемый двумя гранями кристалла, через которые луч входит и выходит.

Как увидим ниже, световой луч, вошедший в призму, может выйти из нее через другую грань лишь в том случае, если угол, образованный этими двумя гранями, не больше $99^\circ 32'$. Вследствие этого углы между гранями, большие $99^\circ 32'$, не будем принимать в расчет. Чтобы определить все интересующие нас углы, возьмем правильную шестигранную призму, имеющую у обоих оснований придатки в виде усеченных пирамид (рис. 220); согласно измерениям можно принять, что угол, образуемый боковыми гранями добавочных пирамид с осью кристалла, равен $54^\circ 44'$. Рассмотрим раньше

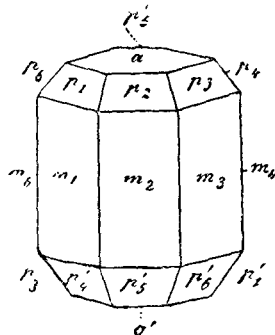


Рис. 220. Форма ледяного кристалла.

все углы, образованные боковыми гранями призмы между собою и боковыми гранями с основаниями. Эти углы суть: для двух смежных граней, напр., m_1 и m_2 120° , для двух граней, разделенных между

собою одной гранью, напр., m_1 и m_3 или m_2 и m_4 и т. д. 60° , и наконец для боковой грани призмы и основания, напр., m_1 и a 90° ; угол в 120° в счет не идет (он больше $99^\circ 32'$); следовательно, главную роль в явлениях гало играют оптические призмы с преломляющим углом в 60° и 90° . Кроме того, различные грани пирамид образуют между собою, а также с основаниями и боковыми гранями пирамид целый ряд углов, которые можно вычислить на основании формул кристаллографии. Если отбросить все углы, большие $99^\circ 32'$, то все же у нас, кроме вышеуказанных призм, остается еще 17 видов оптических призм с преломляющими углами от $19^\circ 28'$ до $76^\circ 50'$. Благодаря такому большому числу оптических призм и получается чрезвычайное разнообразие явлений гало.

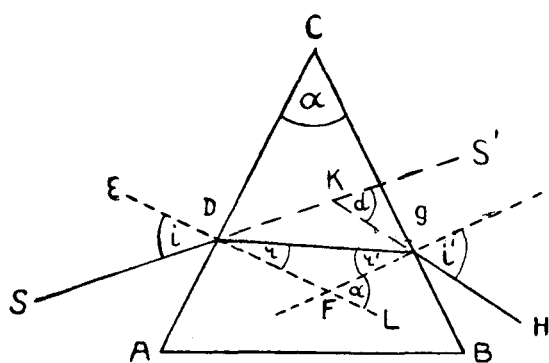


Рис. 221. Ход луча в призме.

Материалом для оптических призм является лед, для которого можно принять показатель преломления от 1.307 (красные лучи) до 1.317 (фиолетовые); в среднем можно принять $n = 1.31$.

Рассмотрим теперь ход луча в призме: пусть ABC (рис. 221) представляет собою плоскость главного сечения призмы (плоскость, перпендикулярная преломляющему ребру призмы) с преломляющим углом α ; луч SD падает на боковую грань AC под углом падения i ; при входе в призму он преломляется и дает угол преломления r ; при выходе из призмы через грань BC получается угол падения r' и угол преломления i' ; нетрудно видеть, что при входе в призму луч отклонится к основанию призмы на угол $i - r$, а при выходе из призмы еще на угол $i' - r'$ также к основанию призмы; в общем луч отклонится от первоначального направления на угол

$$d = i - r + i' - r' = i + i' - (r + r'). \quad (1)$$

Этот угол на рисунке изображен углом HKS' . Из $\triangle DFG$ имеем $\angle LFG = r + r'$; с другой стороны, тот же угол, как образованный нормальными к граням AC и CB , равен α ; поэтому

$$r + r' = \alpha. \quad (2)$$

Таким образом

$$d = i + i' - \alpha. \quad (3)$$

Для одной и той же оптической призмы угол отклонения d изменяется в зависимости от угла падения i (угол i' , очевидно, зависит от i). Найдём предельные минимальное и максимальное значения угла отклонения d . Из физики известно, что угол отклонения d достигает наименьшего значения при $i = i'$ и $r = r'$; обозначим соответствующее значение d через D , тогда

$$D = 2i - \alpha \quad \text{и} \quad 2r = \alpha, \quad (4)$$

откуда

$$i = \frac{D + \alpha}{2} \quad \text{и} \quad r = \frac{\alpha}{2}.$$

Как известно:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = n,$$

поэтому

$$\sin \frac{D + \alpha}{2} = n \sin \frac{\alpha}{2}. \quad (5)$$

Уравнение это дает нам возможность найти угол D .

Для определения наибольшего угла отклонения L , заметим, что наибольший угол отклонения получается в том случае, когда i или i' равен 90° ; допустим, что $i' = 90^\circ$; так как $\frac{\sin i'}{\sin r'} = n$, то, полагая $i' = 90^\circ$ и, обозначая соответствующее значение r' через r_0 , имеем:

$$\sin r_0 = \frac{1}{n}. \quad (6)$$

Подставляя значения $i' = 90^\circ$ и $r' = r_0$ в уравнения (3) и (2), получим:

$$L = i + 90^\circ - \alpha, \quad r + r_0 = \alpha;$$

отсюда имеем:

$$i = L + \alpha - 90^\circ = 90^\circ - (180^\circ - L - \alpha) \quad \text{и} \quad r = \alpha - r_0;$$

поэтому $\sin i = n \sin r$ дает нам:

$$\cos (180^\circ - L - \alpha) = n \sin (\alpha - r_0); \quad (7)$$

зная значение r_0 из (6), найдем значение L из (7).

Применим наши уравнения (5) и (7) для призм с преломляющим углом α в 60° и 90° ; примем показатель преломления для красных лучей $n = 1.307$ и для фиолетовых $n = 1.317$, тогда получим:

для $\alpha = 60^\circ$: $D_{\text{кр}} = 21^\circ 50'$, $D_{\text{ф}} = 22^\circ 40'$ и $L_{\text{кр}} = 43^\circ 28'$;

для $\alpha = 90^\circ$: $D_{\text{кр}} = 45^\circ 44'$, $D_{\text{ф}} = 48^\circ 8'$ и $L_{\text{кр}} = 58^\circ 18'$.

Наибольший угол отклонения определяется условием $\sin r_0 = 1:n$; полагая $n = 1.31$, найдем, что $r_0 = 49^\circ 46'$. Нетрудно видеть, что, если r' достигает этого предельного значения, то i' равен 90° . Если же r' больше $49^\circ 46'$, то луч уже не может выйти из призмы, но испытывает полное внутреннее отражение. Точно также при $i = 90^\circ$ r достигает того же наибольшего значения $49^\circ 46'$. Так как $\alpha = r + r'$ и так как наибольшее возможное значение для r и r' , при условии выхода луча, равно $49^\circ 46'$, то, очевидно, что при $\alpha > 49^\circ 46' + 49^\circ 46'$ или $\alpha > 99^\circ 32'$ луч не может выйти из призмы. На основании этих соображений, мы исключили из нашего рассмотрения все призмы, для которых преломляющий угол α больше $99^\circ 32'$.

Мы проследили ход луча в том случае, если он проходит в плоскости главного сечения призмы; аналогично можно было бы рассмотреть и ход луча, идущего наклонно к главному сечению; при этом полу-

чаются формулы, аналогичные предыдущим, но с некоторыми дополнительными множителями. Вычисления показывают, что в этом случае угол наименьшего отклонения луча получается больший. Если обозначим угол, образованный падающим лучем с плоскостью главного сечения через h , тогда для углов наименьшего отклонения D и наибольшего отклонения L получим:

Углы наименьшего (D) и наибольшего (L) отклонения.

h	$\alpha = 60^\circ$		$\alpha = 90^\circ$
	D	L	D
0°	$21^\circ 50'$	$43^\circ 28'$	$45^\circ 44'$
10°	$22^\circ 10'$	$43^\circ 24'$	$46^\circ 50'$
20°	$23^\circ 4'$	$43^\circ 18'$	$50^\circ 38'$
30°	$24^\circ 49'$	$43^\circ 10'$	$61^\circ 52'$
40°	$27^\circ 38'$	$42^\circ 58'$	$73^\circ 50'^1)$
50°	$32^\circ 25'$	$43^\circ 10'$	—
60°	$44^\circ 38'$	$46^\circ 44'$	—
$60^\circ 45'$	$50^\circ 4'$	$60^\circ 4'$	

Если угол h больше $60^\circ 45'$ при $\alpha = 60^\circ$ и больше $32^\circ 12'$ при $\alpha = 90^\circ$, то луч не может выйти из призмы.

Объяснение явлений гало. После изложенных общих соображений перейдем к объяснению отдельных явлений гало.

Ложные солнца в 22° происходят вследствие преломления света в ледяных призмах с преломляющим углом в 60° в случае, если преломляющие ребра этих кристаллов расположены перпендикулярно горизонту наблюдателя. Пусть (рис. 222) солнечные лучи SS падают на такие призмы B, A, A', B'; тогда все эти призмы отклоняют лучи солнца так, что максимум отклонения для красных лучей будет $BOS = L = 43^\circ 28'$, а минимум $AOS = D = 21^\circ 50'$ (для красных лучей); поэтому глаз наблюдателя в O увидит освещенными все призмы, расположенные между A и B, а также между A' и B'; вблизи минимума отклонения в глаз наблюдателя попадает больше лучей, чем в других направлениях, и потому небес-

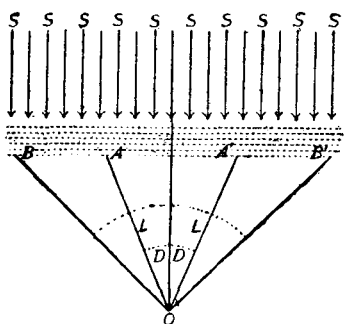


Рис. 222. Образование ложных солнц.

ный свод вблизи A и A' будет освещен значительно больше; внутри угла AOA' небо должно казаться особенно темным, в направлениях же от A к B и от A' к B' освещение уменьшается постепенно. Так как угол отклонения для красных лучей наименьший, то красный цвет обращен к солнцу, остальные цвета вследствие протяженности источника света должны налагаться друг на друга и тем больше, чем они ближе к фиолетовому. Расстояние красного края от солнца, согласно наблюдениям, равно 22° , если солнце вблизи горизонта. Чтобы вычислить ширину ложного солнца, к разности $D_{кр} - D_{ф} = 48'$ надо прибавить угловой диаметр светила, т. е. $32'$; таким образом получим $1^\circ 20'$; вертикальное протяжение, поскольку оно зависит от вертикальных

¹⁾ Последнее значение $D = 73^\circ 50'$ при $L = 32^\circ 12'$.

призм, должно равняться диаметру светила, т. е. $32'$; лучи, более отклоненные, дают, очевидно, хвосты ложных солнц, идущие в направлении от солнца; в этих местах все цветные лучи налагаются друг на друга и потому хвосты оказываются белыми. Ширина хвоста определяется, очевидно, разностью углов наибольшего и наименьшего отклонения $L-I$, т. е. равна почти 22° ; так получается явление ложных солнц, когда солнце находится у горизонта.

Если солнце поднимается над горизонтом на угол h , то лучи проникают в призму под углом h к плоскости главного сечения; в этом случае расстояние ложных солнц от солнца, как видно из предыдущей таблицы, увеличивается; расстояния, данные в таблице, хорошо согласуются с наблюдениями до высот h в 38° ; при высоте солнца в $60^\circ 45'$ ложных солнц образоваться не может, что и подтверждается наблюдениями. Если брать разности $L-I$ из нашей таблицы, то найдем, что ширина хвостов, по мере поднятия солнца, должна уменьшаться. Так как для образования ложных солнц необходимо, чтобы преобладающее число оптических призм в 60° было ориентировано своими преломляющими ребрами вертикально нетрудно видеть, что ложные солнца могут образовываться ледяными кристаллами в виде удлиненных призм, имеющих на концах пластинки, а также удлиненными призмами, имеющими внутренние односторонние полости; последние должны быть значительных размеров, чтобы обеспечить этим призмам вертикальное, достаточно устойчивое равновесие. И действительно, наблюдения Бентлэя в сев. Америке и Добровольского в Польше показали, что во время ложных солнц можно было обнаружить в воздухе ледяные столбики, имеющие на концах пластинки. Особенно отчетливые и хорошо окрашенные ложные солнца должны давать кристаллы в виде столбиков, имеющих на конце пирамиду в виде острого конца.

Для объяснения гало в 22° надо допустить, что те же оптические призмы не имеют определенной ориентировки. Большая часть кристаллов, имеющих правильную форму, ориентируется при своем падении определенным образом; однако правильные кристаллы представляют исключение. Если таковые и образуются, то они быстро деформируются вследствие испарения или таяния; они принимают все более и более сфероидальную форму и их ориентировка становится все более неопределенной; образование изморози на поверхности кристаллов также нарушает положение равновесия, причем контуры кристаллов округляются. Таким образом весьма часто создаются условия, благоприятные для развития кругов в 22° . При прогрессирующей деформации кристаллов, какова бы ни была причина деформации, позже всего исчезает двугранный угол в 60° , являющийся основным углом всякого кристалла льда. Вследствие этого обычно в конце редкого явления гало появляется круг в 22° и вообще он наблюдается дольше всех других явлений гало.

Круг в 22° со стороны, обращенной к солнцу, окрашен в красный цвет, далее идут зеленые и голубые цвета, причем последние должны быть не такими яркими. Ширина его должна составлять $1^\circ 20'$, как и для ложного солнца. Подобно тому, как в случае ложных солнц получаются хвосты, точно также и для круга в 22° от внешнего края его распространяется сияние белого цвета; яркость его убывает наружу. Это сияние производится призмами, ориентированными в направлениях, не соответствующих наименьшему отклонению. Так как белое сияние распространяется от круга лишь наружу, с внутренней же стороны освещение должно ограничиваться минимумом отклонения, то с внутренней стороны круга небо на достаточно большом протяжении

оказывается темным и лишь вблизи солнца снова появляется белое сияние, обусловленное общим рассеянием света вокруг солнца.

Так как для каждого определенного положения нормальной плоскости призмы имеется только одна определенная высота солнца, при которой луч идет в этой плоскости, то, очевидно, при всяком положении солнца можно найти множество оптических призм, в которых солнечные лучи идут наклонно к нормальной плоскости. Благодаря этим призмам, ориентированным по всевозможным направлениям, также получаются круги, аналогичные кругу в 22° , но описанные большими радиусами. Эти круги также налагаются друг на друга и вследствие этого цвета должны быть значительно бледнее, чем в ложных солнцах, у которых каждой высоте солнца соответствует один определенный наклон лучей к нормальной плоскости.

В зависимости от распределения облаков на небесном своде, а также от той или иной ориентировки кристаллов, может быть виден или весь круг или отдельные его части.

Горизонтальные касательные круги к гало в 22° образуются вследствие преломления света в оптических призмах с преломляющим углом в 60° при условии, что преломляющие ребра ориентированы горизонтально; боковые части касательных дуг образуются теми призмами, в которых световой луч идет под большим наклоном к главному сечению. Явление это образуют главным образом удлиненные призмы и при том особенно те из них, которые имеют плоские основания или снабжены на обоих концах одинаковыми, мало выдающимися наружу пластинками; такие призмы ориентированы своею осью горизонтально и преломляющее ребро направлено горизонтально; кроме того, вследствие их удлиненной формы, луч света может проходить под значительным углом к плоскости главного сечения и давать таким образом боковые части дуг. Теоретическим путем Пернтер построил кривые, изображающие касательные дуги при разных высотах солнца, согласующиеся с наблюдениями. При высоте солнца в 30° горизонтальные дуги соединяются вместе и при дальнейшем поднятии солнца все более и более принимают форму описанного гало.

Теория горизонтального круга или круга ложных солнц очень проста. Пусть солнце находится над горизонтом (рис. 223); если солнечные лучи S падают на вертикальную грань кристалла, то отражаясь они дают в глазу O наблюдателя изображение солнца в направлении OS' , т. е. на такой же высоте над горизонтом, на какой находится солнце. Если допустим, что вертикальные кристаллы расположены своими боковыми гранями во всех направлениях, то у нас должен получиться полный круг, расположенный на небесном своде на такой же высоте, как и солнце; это будет, очевидно, круг, параллельный горизонту и проходящий через солнце. Так как явление обусловлено лишь отражением света, круг этот должен быть белый и без всякой цветной окраски. Ложные

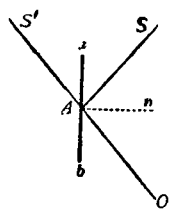


Рис. 223. Образование горизонтального круга.

солнца и сопровождающие их хвосты, очевидно, нарушают равномерное распределение яркости по этому кругу.

Ложные солнца в 46° , круги в 46° и касательные дуги к кругу в 46° объясняются так же, как соответствующие явления гало в 22° ; надо лишь преломляющий угол взять не в 60° , а в 90° .

Иногда явления гало настолько ярки, что могут давать начало вторичным явлениям гало; так ложное солнце в 22° , если оно очень интенсивно, может вызвать второе ложное солнце, отстоящее от

первого на 22° , а также и гало в 22° вокруг самого себя; способ образования, конечно, тот же, как и при образовании первичного ложного солнца и гало; это вторичное ложное солнце должно отстоять от солнца на 44° ; вторичное гало в 22° , имея своим центром ложное солнце, должно проходить через солнце; если правое и левое ложные солнца вызывают вторичные гало, тогда части этих гало, проходящие через солнце, должны усиливать друг друга, и если мало вероятно появление полных вторичных гало, то вполне возможно появление частей этих гало, проходящих через солнце; к этому явлению мы вернемся ниже, когда будем говорить о столбах и крестах.

Как мы видели, ледяные кристаллики иногда имеют добавления или придатки в виде пирамид, которые могут вызывать разного рода редкие явления гало. Пернтер допускает, что к таким явлениям надо отнести гало необычных размеров. Так, напр., приходилось наблюдать гало радиусом приблизительно в 9° , 16° , 19° и 26° . К сожалению, указанные явления чрезвычайно редки, описания их, приводимые различными наблюдателями, недостаточно подробны; вследствие этого строго обоснованной теории этих явлений пока не имеется.

Рассмотрим теперь образование столбов. Различают два рода столбов: 1) столбы вблизи горизонта и 2) столбы при более высоком солнце. Оба рода столбов лежат в вертикале солнца или луны; в то время, как первый род столбов виден только над солнцем, второй может быть и над солнцем и под ним или только над солнцем.

Столбы 1-го рода происходят вследствие однократного отражения света от нижних оснований ледяных пластинок (рис. 224), когда солнце под горизонтом или вблизи него; кристаллы должны при этом колебаться около положения равновесия. Если бы указанного колебания не было, то получалось бы лишь изображение солнца над горизонтом S' на той же высоте, на какой находится солнце под горизонтом; если солнце было при этом у горизонта, то изображения не было бы вовсе. Допустим, что кристаллы колеблются в вертикале солнца на 10° ; тогда над солнцем, стоящим у горизонта, должен получиться столб в 20° длиною. Но иногда образуются столбы в 30° и более даже и в том случае, когда солнце на несколько градусов ниже горизонта; естественнее всего допустить, что в этом случае имеет место отражение света от боковых граней горизонтально ориентированных ледяных призм; такие призмы могут при своем падении вращаться вокруг горизонтальной оси, и боковые их стороны могут образовывать любой угол с горизонтом.

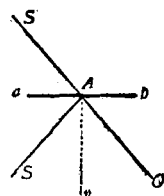


Рис. 224. Образование столбов 1-го рода.

Столбы 2-го рода, имеющие место при более высоком солнце, обусловлены двукратным отражением света, причем сначала лучи SA

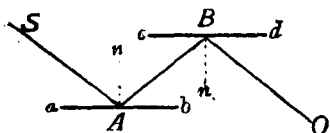


Рис. 225. Образование столбов 2-го рода.

(рис. 225) падают на верхнее основание, затем на нижнее основание другого кристалла и отсюда в глаз наблюдателя O . В зависимости от положения отражающих поверхностей и размаха их колебаний, столбы могут быть над солнцем или под ним; возможно и одновременное развитие столбов над и под солнцем. Здесь также могут принимать участие

боковые грани горизонтально ориентированных призм.

Столбы могут представлять собою также и части вторичного гало в 22° , проходящие через солнце; если при этом оба ложных солнца дают эти части гало, то получается столб, расширяющийся вверх и вниз.

Кресты, как указано выше, образуются совокупностью двух взаимно-перпендикулярных частей каких-либо явлений гало.

Искусственное воспроизведение гало. Справедливость приведенных выше объяснений явления гало можно проверить экспериментально, создав в лаборатории условия, необходимые для их образования. Так, Корню брал насыщенный раствор квасцов в сосуде с плоскопараллельными сторонами; если добавить затем 10—15% алкоголя, то из жидкости начинается медленное выделение микроскопических кристаллов, сходных с ледяными кристалликами в воздухе. Если смотреть через жидкость на свет, то получаются кольца, аналогичные гало. Эти гало можно и проэктировать; сначала кристаллы, подобно облаку, почти затеняют весь свет, но затем начинают осаждаться более крупные кристаллики и гало становятся все отчетливее.

Радуга. Радуга представляет собою большую цветную дугу, появляющуюся на фоне дождевой тучи, когда на противоположной стороне неба светит солнце. Центр радуги находится обыкновенно под горизонтом в точке пересечения небесного свода с прямой, проходящей через центр солнца и глаз наблюдателя, т. е. в точке, противоположной солнцу. Очевидно, полный полукруг, по крайней мере на равнине, виден только тогда, когда солнце находится у горизонта. На горах, когда солнце стоит высоко над горизонтом, удавалось наблюдать радугу почти в виде полного круга, вырисовывающегося внизу. Иногда появляются две радуги, одна над другой; нижняя внутренняя называется главной, верхняя внешняя — побочной. Обе радуги обращены своими красными краями друг к другу, причем у главной радуги красный край находится на выпуклой, у побочной — на вогнутой стороне. К красной дуге примыкают остальные цветные дуги в порядке цветов спектра, так что главная радуга с внутренней стороны и побочная с внешней стороны заканчиваются фиолетовым цветом.

Но не всегда в радугах развиты все цвета; чаще всего нет вовсе голубого цвета, иногда нет чистого красного; ширина отдельных цветных дуг и общая ширина радуги не всегда одинаковы; радиусы различных дуг также могут быть различны, хотя все же можно принять, что красная дуга главной радуги имеет угловой радиус приблизительно в 42° , а побочной около 50° .

Кроме главной и побочной радуг иногда наблюдаются так называемые вторичные цветные дуги; большею частью они примыкают к фиолетовому краю главной радуги, но иногда встречаются и у фиолетового края побочной радуги; число таких вторичных дуг может достигать до шести. Чаще всего в них чередуются зеленые и розовые цвета, иногда — желтые, зеленые и пурпурные или желтые, зеленые, голубые и розовые. В некоторых случаях вторичные дуги и не примыкают к фиолетовому краю, но отделены от него, а также друг от друга слабо освещенными промежутками.

Иногда во время дождя при лунном свете появляется белая радуга; но она обыкновенно только кажется белой, вследствие слабой интенсивности цветов; во время тумана, особенно часто в горах и на берегу морей, можно наблюдать и настоящую белую радугу; она представляет собою широкую, блестящую, белую дугу, слабо окрашенную с внутренней стороны в фиолетовый, а с наружной — в оранжевый цвет. Белая радуга может сопровождаться побочной радугой, также белой, но с обратной окраской краев; иногда и у белой радуги наблюдаются вторичные дуги, отделенные от главной слабо освещенным промежутком и имеющие обратное расположение цветов по сравнению с главной.

В редких случаях обычный вид радуги видоизменяется; так, иногда в приморских странах, кроме только что описанных главной и побочной радуг, появляются еще цветные дуги с порядком цветов, аналогичным цветам главной или побочной радуги, но с центром, расположенным над горизонтом; такова, напр., радуга, наблюдавшаяся Тетом в Шотландии 11-го сентября 1874 года в 5—6 часов вечера (рис. 226).

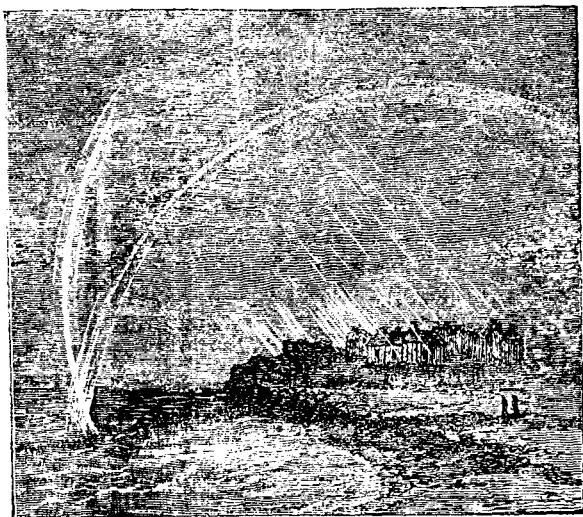


Рис. 226. Редкий вид радуги.

Теория радуги. Теория радуги была дана впервые Декартом и развита затем Эри; существенные дополнения в последней были сделаны Пернтером. Остановимся сначала на теории Декарта. Пусть (рис. 227) на каплю дождя падает луч SM под углом падения i ; при входе в каплю он преломляется, давая угол преломления r , и затем идет в направлении MN ; при этом преломлении, очевидно, луч отклоняется от

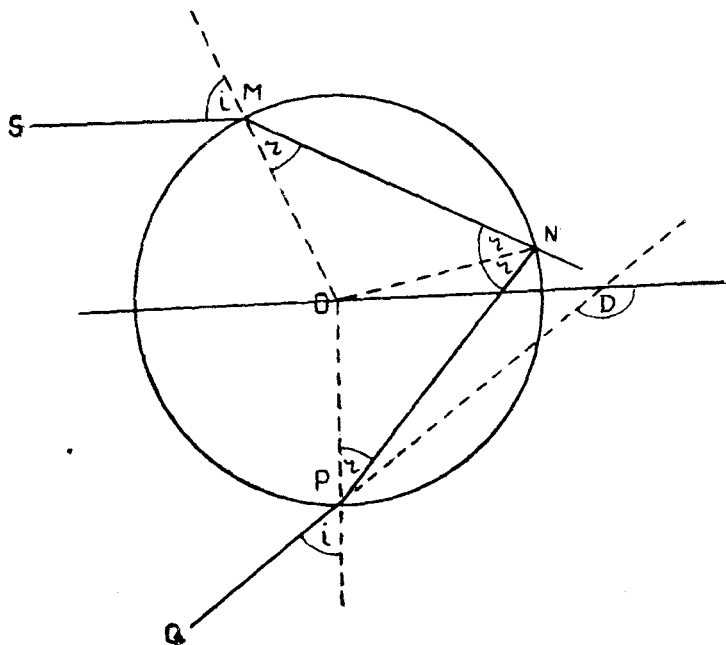


Рис. 227. Ход луча в капле.

первоначального направления на угол $i - r$. В точке N луч встречает внутреннюю поверхность капли и отчасти отражается, отчасти выходит наружу. Для луча MN угол падения в точке N будет r , так

как треугольник MON равнобедренный; угол отражения также должен быть равен r . После отражения луч пойдет в направлении NP , отклонившись от MN на угол, равный $180^\circ - 2r$. В точке P наш луч образует угол падения i , ибо треугольник NOP равнобедренный, и если он теперь выходит из капли, то угол преломления будет, очевидно, i . Это новое преломление снова отклонит луч на угол $i - r$. На основании законов отражения и преломления света, весь путь луча $SMNPQ$ должен лежать в одной плоскости, проходящей через центр капли и первоначальное направление луча SM . В виду этого общее отклонение луча от первоначального направления после двух преломлений и одного отражения будет $2(i - r) + (180^\circ - 2r)$.

Нетрудно видеть, что всякое преломление изменяет направление луча на угол $i - r$, а всякое отражение на угол $180^\circ - 2r$; при этом преломления и отражения поворачивают луч в одной и той же плоскости и в одном и том же направлении. Следовательно, если луч испытал внутри капли два отражения (рис. 228), то он должен откло-

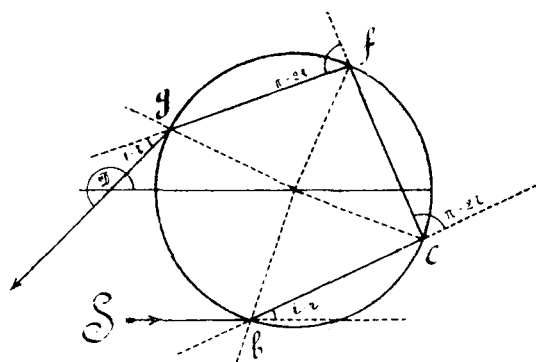


Рис. 228. Ход луча при двух отражениях.

ниться на угол $2(180^\circ - 2r)$; кроме того, каждый луч, при входе в каплю и при выходе из нее, испытывает два преломления; эти преломления увеличивают угол отклонения на $2(i - r)$. В виду этого угол отклонения может быть выражен:

$D_1 = 2(i - r) + (180^\circ - 2r) = 180^\circ + 2i - 4r$ при одном отражении и

$D_2 = 2(i - r) + 2(180^\circ - 2r) = 360^\circ + 2i - 6r$ при двух отражениях.

Если на основании приведенных формул составить таблицу отклонений красных лучей ($n = 1.33$) при различных углах падения, то получим:

Угол отклонения при одном отражении.

i	D_1	i	D_1
30°	151°52'	60°	137°56'
35	148°41'	61	138°0'
40	144°40'	63	138°16'
45	141°52'	65	138°40'
50	139°40'	70	140°44'
55	138°20'	75	144°16'
57	138°4'	80	149°28'
59	138°0'	85	156°36'

Угол отклонения при двукратном отражении.

i	D_2	i	D_2
40°	267°0'	70°	231°6'
45	257°48'	75	231°24'
50	249°30'	80	234°12'
55	242°30'	85	239°54'
60	236°54'	90	248°24'
65	233°0'		

Таблицы показывают, что в обоих случаях с увеличением угла падения i угол отклонения D сначала уменьшается, при некотором значении i достигает минимума, а затем снова возрастает. Таким образом при некотором определенном значении угла падения угол отклонения принимает наименьшее значение. В случае одного отражения красные лучи дают наименьшее отклонение $D_1 = 137^\circ 30'$ при $i = 59^\circ 37'$; в случае двукратного отражения $D_2 = 233^\circ 32'$ при $i = 71^\circ 56'$.

Ограничимся пока одними красными лучами. Параллельные лучи, падая на каплю, образуют всевозможные углы падения от 0° до 90° ; по выходе из капли они уже сильно расходятся; однако расхождение их при различных углах падения весьма различно; лучи, образующие угол падения около $59^\circ 37'$, выходят почти параллельно и при этом отклоняются на угол в $137^\circ 30'$ от первоначального направления. Наименее отклоненные лучи, выходя из капли почти параллельно, в большем количестве попадают в глаз наблюдателя, нежели лучи, отклоненные сильнее. В виду этого, часть неба, удаленная от солнца, на $137^\circ 30'$ или от точки небесного свода, противоположной солнцу; на $42^\circ 30'$, должна обнаружить наибольшее освещение красным светом под углом, большим $42^\circ 30'$, ни один красный луч не дойдет до глаза наблюдателя, и потому граница освещенной части неба с внешней стороны должна быть резко очерчена. Таким образом должен получиться красный световой круг на стороне, противоположной солнцу, описанный вокруг антисолярной точки радиусом в $42^\circ 30'$. Красный свет будет виден и под углом, меньшим $42^\circ 30'$; поэтому наш круг не имеет изнутри резкой границы; однако напряжение света в этом направлении быстро падает.

Наши рассуждения касались красных лучей; совершенно аналогично найдем, что крайние фиолетовые лучи, для которых $n = 1.343$, дают наименьшее отклонение, равное $139^\circ 20'$ или $180^\circ - 40^\circ 40'$, при $i = 58^\circ 50'$.

Если бы солнце представлялось одной светящейся точкой, тогда очевидно, получилась бы цветная дуга, окаймленная снаружи красной дугой а внутри фиолетовой; ширина всей дуги была бы $42^\circ 30' - 40^\circ 40' = 1^\circ 50'$. Но солнце имеет диаметр в $32'$; вследствие этого спектральные цвета радуги не чисты, но, за исключением красного края, смешиваются между собою, причем фиолетовый край должен иметь значительную примесь белого цвета. Ширина радуги должна равняться $1^\circ 50' + 32' = 2^\circ 22'$.

Так по теории Декарта образуется главная радуга.

Если лучи выходят после двукратного отражения, то в этом случае красные лучи дают наименьшее отклонение $D_2 = 233^\circ 32'$ при $i = 71^\circ 56'$ и фиолетовые — $D_2 = 233^\circ 32'$ при $i = 71^\circ 31'$. Рассуждая аналогично предыдущему, найдем, что в новой радуге красный свет виден под углом $230^\circ 4' - 180^\circ = 50^\circ 4'$, а фиолетовый под углом в $53^\circ 32'$, счи-

тая от точки небесного свода, противоположной солнцу; здесь красный цвет обнаруживается внутри, а фиолетовый снаружи и, следовательно, получается обратное расположение цветов. Ширина радуги, очевидно, равна $53^{\circ}32' - 50^{\circ}4' + 32' = 4^{\circ}$.

Между обоими радугами лежит зона около 8° шириною; сюда не попадает ни один из преломленных каплями лучей и потому указанная зона представляется сравнительно темной дугой. В то же время небо вблизи вогнутого края главной радуги и выпуклого края побочной радуги оказывается достаточно освещенным. Побочная радуга должна быть менее яркой, нежели главная; это зависит отчасти от ширины и длины ее, а главным образом от того, что при двукратном отражении теряется больше света.

Подобно предыдущему, можно было бы вычислить наименьшие углы отклонения и для радуг высших порядков; при этом оказывается, что радуги при 1, 2, 5, 6 и т. д. отражениях должны вырисовываться на стороне неба, противоположной солнцу, а радуги при 3, 4, 7, 8 и т. д. отражениях на той же стороне неба, где и солнце; очевидно, эти последние не могут быть видны, вследствие сильного освещения неба солнечным светом. Радуги высших порядков, как это ясно из предыдущих рассуждений, постепенно теряют в яркости; этим объясняется, что мы не видим также радуг 5 и 6 порядков, хотя они расположены на стороне неба, противоположной солнцу.

Нетрудно видеть, что явление радуги в том виде, в каком она вытекает из теории Декарта, противоречит действительности. По его теории радуга должна быть всегда одной и той же ширины и иметь одни и те же цвета; в действительности же, как мы видели выше, различные радуги могут сильно различаться между собою. Недостаток теории Декарта состоит в том, что он стремился объяснить явление радуги просто геометрическими лучами, не считаясь вовсе с волнообразным распространением света, а также с тем, что плоская волна света при прохождении через каплю искривляется и при том особенно сильно как раз там, где лежит наименее отклоняемый луч.

Обратимся теперь к теории Эри, дополненной и развитой Пернтером. Теория эта не может быть здесь изложена полностью и мы ограничимся лишь самыми общими ее положениями. Пусть на каплю падает пучек параллельных монохроматических лучей. Рисунок 229 дает ход лучей в капле, причем пунктирная линия изображает траекторию наименее отклоненного луча; выходящие лучи, расположенные выше него, оказываются расходящимися, тогда как лучи, расположенные ниже, сходящимися. На основании этого мы приходим к заключению, что поверхность плоской волны, по выходе из капли, становится искривленной, причем по обе стороны от наименее отклоненного луча она изгибается в противоположных направлениях; очевидно, наша волна дает точку перегиба, лежащую на наименее отклоненном луче; лучи, нормальные к волновой поверхности, действительно по одну сторону ее расходятся, а по другую—сходятся. Сильно расходящиеся лучи уже не могут действовать совместно на глаз; радуга, очевидно, вызывается только теми лучами, которые лежат в непосредственном соседстве с наименее отклоненными лучами и которые весьма мало расходятся; таким образом активные лучи исходят от чрезвычайно малой части поверхности волны, имеющей в своем центре точку перегиба. Эта малая часть волны и дает начало радуге. В дальнейшем Эри принимает, что полное действие волны складывается из действий, производимых каждой точкой волны, так как, согласно принципу Гюйгенса, каждая точка является центром, из которого исходят волно-

образные колебания. При суммировании действий, производимых отдельными точками волны, необходимо принимать в расчет не только направление луча, но и фазу его колебания. Вычисления показывают, что в случае монохроматического света, при одном отражении лучей внутри капли, должно получиться бесконечное множество светлых круговых дуг, имеющих своим центром антисолярную точку и отделенных друг от друга темными промежутками; интенсивность освещения этих дуг становится все слабее и слабее, по мере уменьшения их углового расстояния от антисолярной точки. Расстояния между темными промежутками становятся все меньше и меньше, а потому и освещенные дуги становятся все уже и уже вовнутрь. Каждый пучек монохроматических лучей, идущих от солнца, по выходе из капли дает ряд подобных же цветных дуг; однако угловые их расстояния зависят от длины световой волны и потому различны

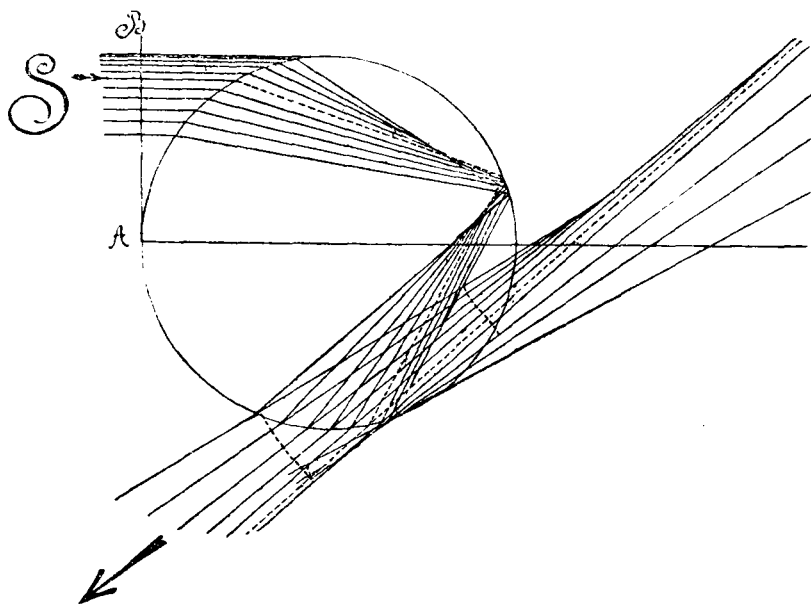


Рис. 229. Ход лучей по теории Эри.

для различных цветов спектра. От наложения таких цветных дуг друг на друга получается главная радуга, а также вторичные дуги, расположенные внутри нее. Формулы Эри показывают, что угловые расстояния, на которых располагаются цветные дуги, зависят также и от размеров капель. Вследствие этого внешний вид той или иной радуги должен зависеть от размера дождевых капелек. Очень характерно, что при каплях радиусом $a = 25 \mu$ цвета почти вовсе исчезают и получается белая радуга; характерно также, что для малых капелек (начиная от $a = 50 \mu$) между главной радугой и вторичной дугой имеется темный промежуток, тем более широкий, чем меньше размеры капельки; наконец интересно отметить, что для белой радуги расположение цветов во вторичной дуге обратное по сравнению с главной. Все это показывает, что по характеру и расположению цветов в радуге можно судить о величине капелек. Пернтер дает следующие правила, позволяющие судить о величине капелек:

1) По цветам:

а) Интенсивный розово-фиолетовый и довольно резкий зеленый цвет, при полном почти отсутствии голубого, указывают на наличие

капелек радиусом в 0.5—1 мм.; характерно для этой радуги также и то, что только в ней мы имеем вполне чистый, отчетливый красный тон.

б) Если вторичные дуги имеют только зеленые и фиолетовые цвета (между ними может наблюдаться и голубой) и вовсе отсутствует желтый цвет, то это признак капель радиусом около 250 μ ; при этом вторичные дуги примыкают друг к другу и к главной радуге; красный тон в главной радуге очень слаб.

в) Появление желтого тона во вторичных дугах свидетельствует о наличии капелек в 150—100 μ радиусом. Если желтый тон слаб и между главной радугой и вторичными дугами нет промежутков, то это признак, что радиусы капелек ближе к 150 μ ; если желтый тон хорошо развит в первой вторичной дуге и отсутствует во второй и третьей и если эти дуги отделены промежутками, то радиусы капелек равны 100 μ или немного меньше. Главная радуга в этом случае отличается своей шириной, отсутствием красного цвета и развитием всех остальных цветов.

2) По расположению вторичных дуг:

а) Если нет никаких промежутков между главной радугой и вторичными дугами, то радиус капель $a > 100 \mu$; если имеется промежуток между вторичными дугами, но его нет между главной радугой и первой вторичной, то a содержится между 50—100 μ .

б) Если без всяких промежутков видно пять или более вторичных дуг, то $a = 500 \mu$. Вторичные дуги дают при этом только широкий фиолетовый (розовый) край и узкий и слабый голубовато-зеленый. Если вторичных дуг меньше 5, то следует применять правила 1), а) и б).

в) Если первая вторичная дуга отчетливо отделена от главной радуги и содержит отчетливые белые тона, то $a = 40—50 \mu$.

г) Если в главной радуге отчетливо видна белая полоса, но в то же время радугу нельзя назвать белой, то $a = 30 \mu$.

Что касается белой радуги, то здесь о величине капелек лучше всего судить по угловым радиусам внешнего и внутреннего краев. Так при $a = 25 \mu$ внешний желтый край отстоит от антисолярной точки на $41^\circ 20'$, внутренний фиолетовый на $37^\circ 20'$; ширина радуги около 4° ; далее до $35^\circ 40'$ идет бесцветный промежуток, а за ним вторичная дуга с обратным расположением цветов шириною в $2^\circ 10'$; затем от $33^\circ 30'$ до $32^\circ 10'$ снова бесцветный промежуток и вторая дуга в $1^\circ 50'$ шириною.

Если $a = 20 \mu$, то наружный желто-оранжевый край главной радуги начинается около $41^\circ 40'—41^\circ 20'$, а от $38^\circ 20'$ до $37^\circ 0'$ фиолетовый край; затем идет бесцветный промежуток и от $34^\circ 40'$ до $32^\circ 10'$ идет вторичная дуга снаружи голубоватая, изнутри — оранжево-красная.

Что касается описанных выше редких случаев радуг, то они объясняются отражением солнечных лучей от водной поверхности. В самом деле, допустим, что в 0 (рис. 230) находится глаз наблюдателя; позади наблюдателя расстилается обширная водная поверхность WW. Солнечные лучи S_1 , очевидно, дают обычную главную радугу R_1 с центром под горизонтом в антисолярной точке. Что же касается лучей S_2 , то они предварительно отражаются от водной поверхности и затем уже дают радугу R_2 , центр которой расположен настолько же над горизонтом, насколько центр обычной радуги под горизонтом.

Изложенная теория Эри подтверждается многочисленными наблюдениями в природе. Кроме того, теория эта была проверена рядом лабораторных опытов.

Нетрудно получить искусственную радугу, освещая солнечным светом или светом Вольтовой дуги капельки воды, выбрасываемые пульверизатором. Пернтеру удалось воспроизвести в лаборатории даже белую радугу; при этом он пользовался капельками воды радиусом в 5—8 μ и освещал их солнечным светом.

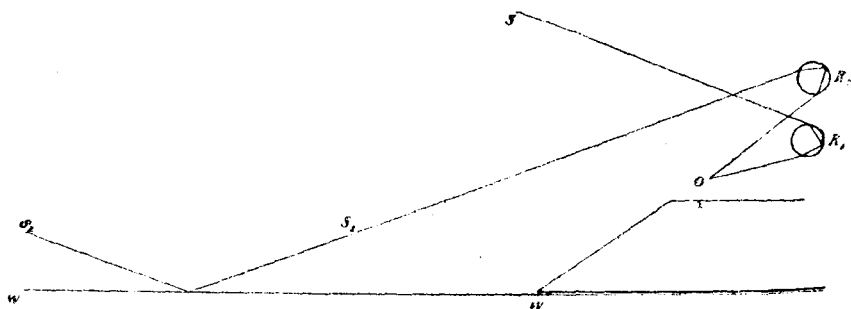


Рис. 230. Объяснение случая редкой радуги.

Венцы и глории. Когда солнце или луна завлакиваются тонким слоем облаков, то очень часто вокруг них вырисовываются цветные кольца, называемые венцами; иногда они вырисовываются и вокруг наиболее ярких звезд. Венцы появляются одинаково часто вокруг солнца и луны; правда, первые часто невидны в ослепительном свете солнца, но их можно видеть через темное стекло или же наблюдать их отражение в спокойной воде.

Вполне развитые венцы представляются наблюдателю в следующем виде: непосредственно вокруг солнца или луны виден голубоватый или голубовато-белый круг, который через желтоватый тон заканчивается снаружи красным кольцом — это так наз. ореол. Иногда желтоватый тон отсутствует, и красный круг непосредственно примыкает к голубовато-белому сиянию; иногда ореолы состоят лишь из беловатого сияния с красным краем. К ореолу примыкают concentрические с ним цветные кольца с таким же расположением цветов, но уже не такие яркие, как ореол. Число таких добавочных колец может доходить до трех. Размеры венцов бывают самые различные. Угловой радиус красного края ореола иногда бывает меньше 1° , иногда же доходит до 5° .

Не всегда венцы бывают одинаково развиты. При облаках из водяных капелек, каковы высоко-слоистые, разорванные слоистые, а также разорванные слоисто-кучевые облака, венцы не особенно красивы; большею частью виден только один ореол; нередко и в самом ореоле отсутствует красный край и все явление ограничивается лишь голубовато-белым сиянием. Более красивы венцы при облаках из ледяных кристалликов, напр., при легких, белых перисто-кучевых облаках и при тонких перисто-слоистых; в этом случае цвета ярки и чисты и ореол сопровождается добавочными кольцами.

Иногда во время тумана можно видеть позади солнца свою собственную тень, окруженную цветными кольцами, вполне сходными по расположению цветов с только что описанными венцами. Явление это называют большею частью глорией. Скоресби наблюдал глории в полярных странах, а Сластин на берегу Черного моря вблизи Одессы (над морем находилась стена густого тумана, а солнце склонялось к закату); Тиссандье наблюдал во время воздушного поднятия

ть шар, окруженную глорией (рис. 231). Глории чаще наблюдаются при солнце; при луне они сравнительно редки. В виду того, что глории наблюдаются обычно на туманном слое, расположенном сравнительно недалеко от наблюдателя, отдельные цвета и детали глорий вырисовываются значительно ярче, чем в венцах, и в глориях, кроме ореола, удавалось наблюдать до 4 добавочных колец. Однако, надо заметить, что при прочих равных условиях венцы должны быть ярче, чем глории, ибо прямой проходящий свет интенсивнее, нежели отраженный.



Рис. 231. Явление глории.

Явление венцов есть ничто иное, как явление диффракции света, производимое рассеянными в воздухе водяными и ледяными частичками облачного слоя, при прохождении через них лучей, идущих от солнца или луны. В самом деле, явление, вполне сходное с венцом, можно наблюдать в том случае, если посыпать стеклянную пластинку зернышками ликоподия и поместить ее между глазом и источником света (рис. 232). Точно также, если свет падает на экран, в котором проделано множество маленьких круглых отверстий, беспорядочно расположенных, но одинаковых размеров, то получается такое же явление. Кроме

того, нетрудно показать и теоретически, что явление получается одно и то же, взять ли малые отверстия на экране или поместить на прозрачной пластинке непрозрачные кружки. Водяные капельки в облаке являются такими же шариками, как и зерна ликоподия, и, производя явление диффракции, дают начало венцам.

Таким образом для объяснения венцов достаточно предположить, что у нас имеется экран с множеством беспорядочно расположенных круглых отверстий (в случае облаков из водяных капелек) или экран с беспорядочно расположенными узкими щелями (в случае облаков из ледяных кристалликов). Теория диффракции показывает, что при круглых отверстиях и при монохроматическом освещении, диффракционное изображение состоит из ряда светлых колец вокруг источника света, отделенных друг от друга темными окружностями; К. Эксер дал следующую приближенную формулу для вычисления угловых расстояний θ темных окружностей от источника света:

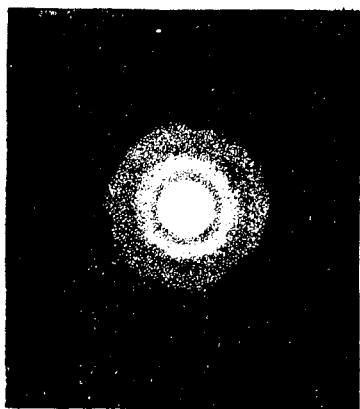


Рис. 232. Искусственное воспроизведение венца.

$$\sin \theta = (n + 0.22) \frac{\lambda}{2r},$$

где λ — означает длину световой волны, r — радиус круглого отверстия и n — целое число, равное 1 для первого минимума, 2 для второго и т. д.; если напряжение света для 1-го максимума принять равным 1, то для 2-го получим 0.0175, для 3-го 0.0042, для 4-го 0.0017 и т. д.

Из формулы Экснера, полагая n равным 1, 2, 3 и т. д., получаем:

$$\sin \theta_1 = 1.22 \frac{\lambda}{2r}, \quad \sin \theta_2 = 2.22 \frac{\lambda}{2r}, \quad \sin \theta_3 = 3.22 \frac{\lambda}{2r} \quad \text{и т. д.,}$$

где θ_1 , θ_2 , θ_3 и т. д. представляют угловые радиусы ореола, а также добавочных колец. Нетрудно видеть из этих формул, что ореол шире добавочных колец, тогда как добавочные кольца все одинаковой ширины. Это свойство очень характерно для дифракционных изображений при круглых отверстиях, а также и для венцов при облаках из водяных капелек.

Точно также при монохроматическом свете и в случае тонких щелей получаем аналогичное дифракционное изображение, причем положения минимумов определяются уравнением:

$$\sin \theta = n \frac{\lambda}{a},$$

где a — ширина щели. Отсюда нетрудно видеть, что в случае узких щелей все минимумы будут равноотстоящими и радиус ореола равен ширине любого дополнительного кольца. Если снова принять напряжение света 1-го максимума равным единице, то для 2-го, 3-го и т. д. максимумов получим: 0.0472, 0.0165, 0.0083 и т. д.; таким образом напряжения максимумов падают здесь не так быстро. Все приведенные рассуждения применимы и к венцам, образованным облаками из ледяных кристалликов в виде игл.

Наши рассуждения касались до сих пор монохроматического света; очевидно, лучи, идущие от солнца или луны, должны дать ряд венцов различных цветов, от наложения которых образуется тот венец, который мы обыкновенно наблюдаем. Как видно из приведенных выше формул, угловые радиусы дифракционных колец тем больше, чем больше длина световой волны; поэтому в центральной части венца должны преобладать лучи наиболее короткой длины волны, и вычисления показывают, что в центральной части должна получиться голубая окраска, затем окраска приближается к белой и наконец начинают преобладать красные цвета; перед тем как наступает первый минимум полного освещения, имеет место преобладание красного и фиолетового цветов (здесь налагаются красная часть ореола и фиолетовая часть первого добавочного кольца); вследствие этого центральная часть венца или ореол заканчивается карминовой окраской. Первое кольцо ограничено изнутри голубовато-фиолетовым цветом, затем имеем зеленый, желто-зеленый, оранжево-желтый, красный и карминово-красный цвета.

Все наши выводы сделаны для случая, если источник света представляется в виде точки. Очевидно, в случае протяженного источника света дифракционные изображения от каждой точки светового источника налагаются друг на друга. Вследствие этого дифракционное изображение растягивается на величину, равную радиусу светового источника (для солнца и луны на $16'$), и, кроме того, вследствие наложения несовпадающих между собою дифракционных изображений, цвета теряют в своей чистоте и становятся размытыми и тем больше, чем меньше венец.

Из приведенных выше формул видно, что величина венцов зависит от размеров частичек облака: чем последние больше, тем меньше получаются венцы. Если облако состоит из частичек неодинаковых размеров, то получаются венцы различной величины, налагающиеся друг на друга, цвета становятся размытыми и отчетливое цветное изображение может остаться лишь для ореола. Если разница между размерами наибольших и наименьших частичек облака велика и имеется достаточное число частичек промежуточных размеров, то может исчезнуть и красный край ореола и остаться лишь светлое сияние вокруг солнца или луны. Этим объясняется разнообразие в форме венцов, а также и то, что главным образом при облаках из водяных капелек, где частички легко соединяются между собою и образуют капли различной величины, венцы часто ограничиваются ореолами.

В облаках из ледяных кристалликов последние более равномерны, и венцы в этом случае отличаются более чистыми цветами и более развиты. Протяженность светила оказывает на них меньше влияния, так как кристаллики малы, а следовательно венцы получаются широкие. Наконец добавочные кольца должны быть в них ярче, так как максимумы напряжения света убывают здесь не так быстро, как при водяных облаках. Если принять первые максимумы для тех и других облаков одинаковыми, то второй максимум будет для ледяных облаков в 2.7 раза сильнее соответствующего максимума для водяных облаков, третий в 4.0 раза, а четвертый в 5.1 раза.

Фраунгофер, много потрудившийся над созданием современной теории венцов, произвел целый ряд измерений над искусственно полученными в лаборатории венцами, подтвердивших справедливость этой теории. Для воспроизведения венцов он пользовался мелкими кружочками станиоля, порошком ликоподия, состоящим из круглых зернышек почти одинакового размера, а также маленькими стеклянными шариками, помещая их между двумя плоскопараллельными стеклянными пластинками. Путем целого ряда опытов Фраунгофер установил экспериментально, что: 1) напряжение света в венцах растет равномерно с увеличением числа кружков или шариков, 2) величина цветных колец обратно пропорциональна диаметрам этих телец и 3) вследствие различия в размерах телец яркость венцов ослабляется и при этом тем более, чем больше и разнообразнее различие в этих размерах.

Для проверки теории особенно ценны измерения диффракционных изображений в монохроматическом свете; измерения подобного рода были произведены Швердом и Донгле; полученные угловые расстояния для 1-го, 2-го и 3-го минимумов вполне согласовались с теорией.

Чтобы воспользоваться для проверки нашей теории опытами с белым светом, заметим, что хотя белый свет и состоит из ряда цветов различной длины световой волны, тем не менее и для него мы можем найти среднюю длину волны. Впервые эту длину волны «белого света» определил Шверд. На основании ряда опытов он нашел, что внешний край первого, второго и третьего красного света занимает в венцах то же самое положение, что и соответствующие минимумы для белого света и что найденные угловые расстояния для первых трех минимумов вполне соответствуют теоретическим, если принять длину волны λ равной 0.571μ . Таким образом $\lambda = 0.571 \mu$ можно вполне точно принять за «длину волны белого света».

На основании изложенного, измеряя угловые расстояния внешнего края первого, второго и третьего красного цвета в венцах, мы можем помощью приведенных выше формул вычислять α и $2r$, т. е.

размеры водяных капелек или ледяных кристалликов, принимая λ равной 0.571 μ .

Согласно теории венцы получаются тем меньшими, чем крупнее частички облаков. Если эти частички (капельки или кристаллики) значительных размеров, то венцы получаются настолько малыми, что при достаточно протяженных источниках света они уже не видны. Этим объясняется то обстоятельство, что иногда вокруг луны венцы не видны, тогда как вокруг ярких звезд они вырисовываются довольно резко. Напротив, при малых частичках часто вокруг луны вырисовываются красивые венцы, вокруг же звезд их нет; дело в том, что в этом случае венцы должны получаться широкие и слабый свет звезд должен распространяться на такую большую площадь, что глаз уже не видит его.

По величине венцов можно судить о размерах водяных капелек или ледяных кристалликов, составляющих облако. Даже при самой грубой оценке венцов, напр., оценивая их, как большие, умеренные и малые, мы уже можем оценивать капельки по их величине, как очень малые, малые или умеренные (при больших капелях мы уже не видим венцов). Далее, по очертаниям венцов мы можем судить о том, будут ли капельки в среднем во всех направлениях одинаковых размеров или нет; если кольца представляются правильными кругами, то это—признак, что капельки или кристаллики всюду приблизительно одинаковых размеров; иначе венцы в различных направлениях будут иметь разные размеры. Кроме того, при внимательном наблюдении венцов можно иногда заметить, что размеры их изменяются, следовательно, изменяются и размеры облачных частичек. Так как большие частички дают малые венцы, то малые размеры венцов являются до некоторой степени признаком дурной погоды. Если венцы уменьшаются в своих размерах, то капли, очевидно, увеличиваются и есть основание ожидать наступления дурной погоды; если же, наоборот, венцы растягиваются, то это является следствием уменьшения облачных частичек; следовательно, облачные частички испаряются и можно ожидать наступления ясной погоды.

Наконец, измерения размеров венцов дают нам возможность вычислять размеры облачных элементов и судить таким образом о строении облаков. Пернтер, обработавший целый ряд наблюдений над венцами, показал, что венцы в преобладающем числе (около 70%) обязаны своим происхождением ледяным кристалликам, толщиной от 10 до 20 μ ; даже в летнее время имеет место сильное преобладание венцов, даваемых ледяными облаками. Элементы облаков, дающие начало венцам, ни в одном случае не имели размеров больше 60 μ и меньше 7 μ .

Мейер показал, что часто гало и венцы наблюдаются в одни и те же дни, но при этом сравнительно редко оба явления наблюдаются в один и тот же момент. Кроме того, оказывается, что большие венцы, требующие для своего образования малых кристаллов, редко сопровождаются явлением гало; отсюда следует, что для образования гало требуются сравнительно большие кристаллы; размеры их должны быть больше 50—60 μ . Принимая во внимание, что большие кристаллы образуются не сразу, а постепенно, нетрудно видеть что при росте кристаллов сначала должны образовываться венцы, а затем уже гало. Наоборот, иногда большие кристаллы могут постепенно испаряться; в таком случае сначала появляются гало, а затем венцы. На основании этих соображений, можно отчасти судить о предстоящей погоде: если венцы появляются раньше, а затем их сменяет гало, то возможно

ожидать ухудшения погоды и выпадения осадков. Если же явления гало предшествуют венцам, то это можно считать за признак улучшения погоды.

Что касается происхождения глорий, то они, подобно венцам, представляют собой диффракционное явление, образующееся в присутствии тумана, состоящего по большей части из ледяных кристалликов. В случае ледяных кристалликов явление глории объясняется чрезвычайно просто, как явление диффракции в отраженном свете. Явление глории может образоваться и иначе, а именно: в прямом свете, при прохождении его через верхние слои тумана, образуется диффракционное явление; лучи этого последнего отражаются от расположенных в нижних слоях тумана ледяных игл, и если расположение плоскостей игл надлежащее, отраженные лучи попадают в глаз наблюдателя и дают явление глории. Второе объяснение, очевидно, применимо и для случая глорий, образующихся при водяных облаках.

Наконец, Ричардс дает следующее объяснение глории: свет проникает внутрь тумана; здесь он отражается и на обратном пути внутри тумана дает начало диффракционному явлению. Этим способом объясняются не только глории вокруг тени головы наблюдателя, но и вокруг тени, отбрасываемой, напр., воздушным шаром на горизонтальном слое тумана, лежащем внизу.

Измерения размеров глорий показали, что элементы тумана, производящие это явление, приблизительно того же порядка, что и для венцов. Размеры глорий подвергаются обычно быстрым изменениям, что указывает на большую изменчивость элементов тумана и облаков, поднимающихся над горами.

Кольцо Бишопа. В августе 1883 года в Зондском проливе произошло одно из величайших вулканических извержений. При этом вулкан Кракатау выбросил огромные массы вещества; тончайшая вулканическая пыль достигла значительной высоты в атмосфере и скоро окутала весь земной шар и дала начало ряду оптических явлений, наблюдавшихся во второй половине 1883 года. К числу таких явлений надо отнести огромных размеров венцы, наблюдавшиеся вокруг солнца в виде коричневатого-красного кольца; внешний радиус этого кольца был около 22° , ширина его около 10° ; внутреннее пространство между кольцом и солнцем было беловатое с голубым оттенком. Все явление, в виду его большой протяженности, не отличалось особой интенсивностью. Названо оно кольцом Бишопа по имени первого исследовавшего его. Кольцо это наблюдалось и после, напр., после извержения вулкана Монт-Пеле, а также вулкана Катмаи. Кольцо Бишопа представляет собою, очевидно, гигантский венец и происходит благодаря мельчайшей пыли в атмосфере. Полагая радиус венца равным 22° , находим для диаметра частичек 1.8μ . Если допустить, что среди изверженных продуктов были газообразные вещества, которые конденсировались в верхних слоях в виде удлинённых игл, то толщина этих игл должна быть 1.5μ .

Иризирующие облака. Иногда, когда небо покрыто легкими перистокучевыми или перисто-слоистыми облаками и через них просвечивает солнце, облака эти или в отдельных местах, или на большом протяжении светятся цветами радуги, причем окраска их переливается, подобно цветам перламутра. Среди цветов преобладают главным образом красные и зеленые. Если при этом наблюдается венец, то он окрашивает облака в непосредственном соседстве от солнца, далее же идут неправильно расположенные окрашенные части, причем особенно интенсивна окраска у краев облаков; иногда цвета в виде нескольких

полос следуют за изгибами облаков, окрашивая наиболее тонкие их части. Иризирующие участки облаков могут достигать до 10° в поперечнике, а расстояние их от солнца доходит до 45° . При облаках из водяных капелек явление наблюдается значительно реже и цвета не так ярки.

Иризирующие облака, подобно венцам, происходят вследствие дифракции солнечного света, производимой ледяными кристалликами облаков, причем иризирующие облака, не слишком удаленные от солнца, могут представлять собою ничто иное, как отдельные части венца. Если и на больших расстояниях от солнца наблюдаются иризирующие облака в виде окрашенных пятен, то они представляют собою, быть может, или побочные солнца, или части гало с угловыми радиусами в 22° и более. Наконец, в облаках может быть множество ледяных звезд с параллельным оперением; эти звезды представляют собою как бы дифракционные решетки, дающие правильные спектры; принимая во внимание, что эти звезды беспорядочно распределены и находятся в движении, нетрудно представить себе разнообразие цветов и их изменчивость.

Святое сияние. Если при низко стоящем солнце или луне мы будем рассматривать свою тень на лугу или поле или вообще на шероховатой поверхности, то иногда можно заметить, что вокруг тени от головы вырисовывается как бы сияние, подобное тому, какое изображают на иконах; вследствие этого явление называют святым сиянием. Некоторые наблюдатели указывают на то, что кроме светлого сияния, с внутренней стороны тени имеется еще темная кайма. Особенно отчетливо наблюдается святое сияние в том случае, если трава не слишком высока и представляет однородную шероховатую поверхность; если при этом она покрыта росой, то сияние вокруг головы бывает еще ярче, почти ослепительное. Наибольшей яркости сияние достигает в непосредственном соседстве с тенью головы; по мере удаления от нее, сияние ослабевает и затем исчезает в общем освещении луга. В направлении оси тени это сияние развито ярче и шире, чем слева и справа. По мере того, как солнце поднимается над горизонтом и тень укорачивается, сияние суживается и распределяется более равномерно вокруг тени головы. При отсутствии росы явление значительно слабее. Подобного рода сияние наблюдается иногда вокруг тени воздушного шара, проектирующейся на поле, покрытом росой.

Иногда святое сияние наблюдается не только на шероховатой, но и на гладкой поверхности, напр., на асфальтовой поверхности, на поверхности бумаги и даже при высоком солнце; при этом светлая полоса окаймляет не только собственную тень, но и тени домов и других предметов; такие же полосы замечаются вдоль контуров гор после захода солнца. При сильном освещении светлые каймы заметны также вокруг жирно отпечатанных букв или толстых черных штрихов.

Святое сияние на лугу, покрытом росой, объясняется так же, как и явление глории. Разница только в том, что элементы облака имеют одинаковые между собою размеры, капельки же росы могут быть самых различных размеров. Вследствие этого святое сияние не дает дифракционных цветов, но только отраженный белый солнечный свет. Вообще же необходимо отметить, что пока не имеется прочно установленной теории, объясняющей все случаи этого явления; так, напр., явление святого сияния, наблюдающееся на траве в отсутствии росы, Пернтер сводит к отражению солнечных лучей от поверхности травы или вообще от шероховатой поверхности, тогда как Обермайер считает это явление чисто субъективным, обусловленным особым свой-

ством нашего глаза: если в каком-нибудь месте имеется резкий переход от затененного пространства к ярко освещенному, то это место кажется освещенным более ярко, чем окружающее освещенное пространство.

Г Л А В А XX.

Звуковые явления в атмосфере.

Скорость распространения звука. Согласно формуле Лапласа, скорость распространения звуковых волн в атмосфере может быть представлена в виде:

$$v = \sqrt{\frac{p}{d} \frac{c_p}{c_v}},$$

где p —упругость воздуха, d —его плотность и c_p и c_v —удельная теплота воздуха при постоянном давлении и постоянном объеме. Так как для данного газа при данной температуре отношение $\frac{p}{d}$, на осно-

вании закона Бойля Мариотта, остается постоянным, то, очевидно, для данного газа скорость звука не зависит ни от упругости, ни от плотности. Однако, последнее положение справедливо лишь постольку, поскольку применим закон Бойля-Мариотта; в условиях атмосферы для нас имеют значение отступления от указанного закона при пониженных давлениях. Заметим, что, как показали опыты проф. Столетова, значительное понижение давления или упругости воздуха сопровождается уменьшением скорости звука.

Формула Лапласа была проверена целым рядом опытных определений, причем для сухого воздуха при 0° можно принять скорость звука:

$$v_0 = 332 \text{ м./сек.}$$

Для отдельных газов, входящих в состав атмосферного воздуха, v_0 выражается следующими числами:

Водород	1263 м./сек.
Азот	337 "
Кислород	317 "
Углекислота	260 "
Водяные пары	401 "

Нетрудно видеть, что скорость звука зависит от температуры; в самом деле, как известно, плотность газа при неизменном давлении выражается формулой:

$$d = \frac{d_0}{1 + \alpha t},$$

где $\alpha = 0.00366$ — коэффициент расширения газа и d_0 — плотность его при 0° . Подставляя значение d в уравнение Лапласа, находим:

$$v = \sqrt{\frac{p}{d_0} \frac{c_p}{c_v} (1 + \alpha t)} = v_0 \sqrt{1 + \alpha t}$$

или

$$v = v_0 \sqrt{1 + 0.00366 t}.$$

Таким образом скорость звука увеличивается с повышением температуры и при том приблизительно на 0.6 м./сек. на каждый градус.

Некоторое влияние на скорость распространения звука оказывает влажность воздуха; Стевенс дает следующую формулу:

$$v_{\text{вл.}} = v_{\text{сух.}} \sqrt{1 + \left(\frac{\gamma'}{\gamma} - \delta \right) \frac{e}{p}},$$

где δ — плотность водяных паров относительно воздуха, e — упругость водяных паров и γ и γ' — отношение удельных теплот при постоянном давлении и постоянном объеме для сухого воздуха и для водяных паров. Так как $\delta = 0.622$, $\gamma = 1.40$ и $\gamma' = 1.33$, то предыдущая формула принимает вид:

$$v_{\text{вл.}} = v_{\text{сух.}} \sqrt{1 + 0.328 \frac{e}{p}},$$

или приближенно:

$$v_{\text{вл.}} = v_{\text{сух.}} \sqrt{1 + \frac{1}{3} \frac{e}{p}}.$$

Весьма заметное влияние на скорость звука оказывает ветер; действие его сводится к конвективному перемещению звуковой волны, вследствие чего по ветру звук распространяется быстрее, чем против ветра. Пусть v означает скорость звука без ветра; тогда при скорости ветра w , скорость распространения звука в направлении, образующем с ветром угол φ , выразится в первом приближении формулой:

$$v' = v + w \cos \varphi.$$

Как увидим ниже, атмосферный воздух находится в более или менее ионизованном состоянии. Опыты показали, что в воздухе, искусственно ионизованном рентгеновыми лучами, скорость звука увеличивается, причем увеличение может достигать почти до 2%. Поэтому естественно ожидать, что и в атмосферном воздухе она должна возрастать с усилением степени ионизации.

Опытные исследования показали, что скорость не зависит от высоты звука; не зависит она также от силы звука, пока амплитуда колебаний в звуковой волне и соответствующие сгущения и разрежения воздуха невелики; этому условию вполне удовлетворяют обычные акустические волны.

Взрывные воздушные волны. Взрывные воздушные волны, возникающие при взрывах, вулканических извержениях, а также иногда при землетрясениях, существенным образом отличаются от звуковых волн; в первых сгущение воздуха может быть в несколько миллионов раз больше, чем в звуковых. Скорость взрывных волн может быть выражена формулой:

$$v = v_0 \sqrt{1 + \frac{b^2}{r^2}},$$

где v_0 — обычная скорость звука, b — некоторая постоянная, зависящая от силы взрыва, и r — расстояние от источника волн. Из приведенной формулы нетрудно видеть, что скорость взрывной волны не остается постоянной, но постепенно уменьшается по мере распростра-

нения; на близких расстояниях скорость ее может значительно превосходить скорость v_0 обычных волн.

Путем точных установок Вольф производил соответствующие измерения на стрельбищном поле в Германии, причем для взрывов бралось около полуторы тонны взрывчатого вещества. В результате он получил следующие значения скорости взрывной волны:

Скорость распространения взрывной волны.

r	V	r	V
10 м.	866 м./сек.	100 м.	364 м. сек.
25 "	475 "	150 "	359 "
50 "	389 "	200 "	358 "
75 "	371 "	250 "	357 "

Соответствующая скорость звука при данных атмосферных условиях должна была равняться 340 м./сек.

Исследования показали, что взрывная волна при своем распространении испытывает большие деформации вследствие того, что значительные сгущения распространяются быстрее, чем остальная часть волны. Последствием такой деформации является то, что на близких расстояниях взрывная волна действует аналогично звуковой и оказывает давление на встречаемые ею преграды; на больших же расстояниях действие ее оказывается противоположным; действительно, нередко во время взрывов можно наблюдать, что осколки разбитых стекол на близких расстояниях летят в противоположную сторону от очага взрыва, а на далеких — по направлению к очагу.

Одной из наиболее интенсивных взрывных волн оказалась воздушная волна во время грандиозного извержения вулкана Кракатау в августе 1883 года. Звук от извержения был слышен на расстоянии нескольких тысяч км.; район слышимости его составлял около $\frac{1}{13}$ части всей земной поверхности и имел эллиптическую форму; самый вулкан был расположен не в центре этого района, но несколько к югу; объясняется последнее, повидимому, различными метеорологическими условиями температуры, влажности и ветра в тех слоях атмосферы, через которые распространялась волна. Барограммы метеорологических станций обнаружили при этом внезапный подъем давления и затем падение его; за главным колебанием следовало 2—3 меньших колебания. На некоторых станциях колебания повторялись до семи раз. Вторичные колебания обязаны своим происхождением действию волны, обошедшей несколько раз вокруг земного шара, причем в место наблюдения приходили волны из противоположных направлений.

К разряду взрывных волн следует отнести и воздушные волны, возникающие при грозových разрядах в атмосфере; наблюдения показывают, что, повидимому, скорость распространения грома также превышает нормальную скорость звука.

Ослабление звука в атмосфере. Как известно, сила звука уменьшается вообще обратно пропорционально квадрату расстояния от источника звука; если J_0 —сила звука на расстоянии, равном единице, то для расстояния r имеем:

$$J = \frac{J_0}{r^2}.$$

Такое ослабление звука происходит вследствие того, что определенный запас энергии передается все большему и большему сферическому слою воздуха, поверхности которых возрастают пропорционально квадрату расстояния. Однако, кроме указанного ослабления звука, в атмосфере происходит ослабление его вследствие поглощения звуковой энергии самой средою, причем звуковые колебания переходят в тепловую и другие виды энергии. Принимая во внимание указанное ослабление звука, получаем:

$$J = \frac{J_0}{r^2} \cdot p^r.$$

В случае плоской волны последнее уравнение принимает вид:

$$J = J_0 p^r.$$

Таким образом получается формула, вполне аналогичная формуле Бугера для световой энергии; p представляет собою коэффициент прозрачности или коэффициент передачи звуковой энергии. В данной формуле p означает ту долю энергии, которая проходит при распространении плоской звуковой волны на единицу расстояния.

Вычисления показывают, что звуковая энергия плоской волны поглощается обратно пропорционально квадрату длины звуковой волны λ . Вследствие этого коэффициент передачи p сильно возрастает с увеличением длины волны. Приведем небольшую таблицу значений коэффициента p для различных λ , а также значений толщи воздуха r , при прохождении через которую сила звука уменьшается вдвое:

λ в см.	0.1	1	10	100
p	0.00068	0.92960	0.99297	0.999996
r в м.	0.09405	9.495	949.5	94950

За единицу расстояния здесь принят метр. Таким образом звуки низкой и средней высоты не поглощаются заметно атмосферой, но, начиная от $\lambda = 10$ см., т. е. при 3000 колебаний в секунду и более, поглощение звука становится весьма заметным; оно тем сильнее, чем меньше λ . Так при $\lambda = 1$ мм. (около 30000 колебаний в секунду) слой воздуха в 50 см. пропускает всего лишь 1% первоначальной энергии, а при $\lambda = 0.1$ мм. звук вообще не может распространяться дальше 1 см.

Явления отражения и преломления звука. Звуковой луч подчиняется обычным законам отражения и преломления: 1) лучи, падающий, отраженный и преломленный, находятся в одной плоскости с нормалью, восстановленной к поверхности раздела двух сред в точки встречи падающего луча с этой поверхностью; 2) угол падения равен углу отражения; 3) отношение синуса угла падения к синусу угла преломления есть величина постоянная. Если φ и φ' суть углы падения и преломления, то имеем:

$$\frac{\sin \varphi}{\sin \varphi'} = n = \frac{v}{v'},$$

где v и v' —скорости звука в первой и второй среде и n —показатель преломления звука.

Так как скорость распространения звука не зависит от длины волны, то, очевидно, показатель преломления остается постоянным и

дисперсии звука при преломлении не наблюдается. Если звуковой луч попадает в среду акустически более плотную (т.е. в среду, для которой скорость звука меньше), то он приближается к нормали. Так как в твердых и жидких телах звук распространяется быстрее, чем в газах, то они оказываются акустически менее плотными, чем газы; только для газов акустическая «плотность» идет параллельно с обычной плотностью. Двояковыпуклые линзы из твердого или жидкого вещества не только не собирают, но даже рассеивают звуковые лучи.

Рассмотрим случай двух средин—воздуха и воды; если обозначить через J^2 — энергию падающего луча и D^2 — энергию преломленного луча, то для преломления звука в воде имеем:

$$F = \frac{D^2}{J^2} = 0.001189 \sqrt{1 - 17.9 \operatorname{tg}^2 \varphi},$$

где φ — угол падения звукового луча; F обозначает, очевидно, долю звуковой энергии, проникающую из воздуха в воду.

На основании приведенных формул нетрудно найти для различных углов падения φ соответствующие углы преломления звука в воде φ' , а также долю звуковой энергии F , проникающую из воздуха в воду:

φ	0°	5°	10°	12°	13°	13°17'7"
φ'	0°	22°16'	49°2'	64°42'	78°0'	90°
F	11.9×10^{-4}	11.1×10^{-4}	7.9×10^{-4}	5.1×10^{-4}	2.5×10^{-4}	0

Таким образом звуковой луч, встречающий поверхность воды под углом падения, большим 13°17'7", вовсе не проникает в воду; когда звуковые лучи распространяются вниз от источника звука, то только 2.15% всей звуковой энергии идет в таком направлении, что часть ее может проникнуть в воду; однако и из этой энергии проникает в воду самая ничтожная доля; из всей совокупности звука внутрь воды проникает только 20 миллионных долей. Даже нормально падающий луч почти полностью отражается от поверхности воды; внутрь проникает только 0.12%. Приведенные расчеты показывают, что практически звук вовсе не проникает в воду, но целиком отражается от ее поверхности.

При переходе звука из воды в воздух условия проникновения звука в воздух не так неблагоприятны; однако, все же только 0.06% всей энергии попадает в воздух.

Иначе обстоит дело в том случае, когда звуковые волны идут в воду из других тел, плотность которых того же порядка, что и плотность воды. Если, напр., ударить веслом о дно лодки, то довольно значительная доля звука проникает вглубь воды. Плотность дерева почти равна плотности воды и скорость распространения звука в ели в направлении волокон равна скорости звука в пресной воде при 10°. Того же порядка скорость звука и в других древесных породах; наибольшее отклонение имеет место для березы, для которой скорость звука почти на 28% больше, чем в воде. Таким образом звук, зарожденный в воздухе, может проникнуть в воду в том случае, если проводником его является деревянный или металлический стержень; тем же способом звук может быть проведен и из воды на сравнительно большое расстояние.

Эхо и другие явления, связанные с отражением звука. Звуковые волны могут отражаться не только от воды, но и от земли, окружаю-

щих гор и скал и от облаков; при этом звук может повторяться один или несколько раз. Получающееся таким образом явление называется эхом. Некоторые места отличаются весьма благоприятными условиями для развития эхо. Так, напр., на Рейне скала Лорелей дает при револьверном выстреле эхо, повторяющееся 17—20 раз. На дворе замка Симонетта в Милане имеется между двумя флигелями место, где эхо повторяется до 60 раз. В горах Швейцарии и Богемии целый ряд мест славится эхом. Так как для произнесения одного слога требуется 0.2 сек. и за это время звук может распространиться на 68 м., то, очевидно, стена, находящаяся на расстоянии 34 метров, может дать односложное эхо, стена на расстоянии 68 м.—двухсложное эхо и т. д. Эхо в парке Вудшток дает 17 слогов днем и 20 ночью.

Раскаты грома представляют собою также явление эхо, происходящее вследствие отражения звука от земной поверхности, горных склонов, облаков, дождевой стены, а также от поверхностей раздела воздушных слоев, различных между собою в термическом и гигрометрическом отношении. Исследования Шмидта показали, что весьма значительная часть звуковой энергии отражается от поверхности раздела воздушных слоев, имеющих различную температуру; так, напр., если два воздушных слоя имеют температуру 0° и 10° , то, при падении звукового луча по нормали, отражается 2.7% падающей энергии, при углах падения в 30° , 60° и 70° отражается соответственно 3.0%, 5.6% и 10.7%, при угле падения в $79^{\circ}10'$ отражается 100%, т. е. имеет место полное внутреннее отражение.

Прежде полагали, что дождь, снег, град и в особенности туман препятствуют распространению звука и что наибольшая проницаемость звука имеет место при ясной погоде. Однако наблюдения обнаружили как раз обратное; хотя акустическая проводимость воздуха и колеблется в самых широких пределах, все же она зависит почти исключительно от степени однородности воздуха; дождь, снег, град и туман сами по себе не делают воздух неоднородным и даже при самом густом тумане он может обладать высокой акустической прозрачностью; когда же в воздухе образуются разнородные воздушные слои, в которых скорость распространения звука различна, то акустическая прозрачность сильно понижается, вследствие отражения звука от этих слоев. Именно, при ясной, солнечной погоде образуются восходящие и нисходящие потоки воздуха и создаются условия, благоприятные для отражения звука. Тиндаль на целом ряде остроумных лабораторных опытов показал, что горизонтальный столб воздуха, состоящий из ряда вертикальных, неоднородных слоев, сильно отражает звук; такие разнородные слои воздуха и газов он называет акустическими облаками; вследствие многократных отражений и преломлений от разнородных слоев, звук рассеивается во все стороны и не может далеко распространяться.

Опыты и теория показывают, что при отражении негармонического импульсивного колебания воздуха от правильно чередующихся поверхностей ступенчатого тела могут получиться правильно чередующиеся гармонические колебания, сопровождающиеся музыкальным тоном. Этим можно объяснить возникновение музыкального тона при отражении шума фонтана от ступеней лестницы, которое наблюдалось Гюйгенсом в замке Шантильи. Точно также, когда резкий порыв ветра налетает на решетчатую ограду, то при благоприятных условиях может возникнуть тон определенной высоты.

Атмосферная рефракция. Как известно, температура, влажность, а также направление и скорость ветра изменяются в атмосфере с вы-

сотою; вследствие этого скорость звука должна также изменяться с высотой. В результате получается искривление звукового луча, причем он описывает траекторию, аналогичную траектории светового луча.

В нормальных условиях температура воздуха падает с высотой, вследствие чего скорость звука уменьшается. Чтобы найти траекторию звукового луча, разделим мысленно атмосферу системой горизонтальных плоскостей на ряд слоев (рис. 233); температуру

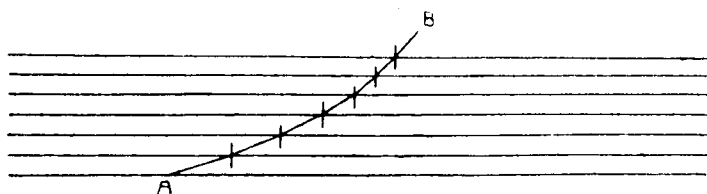


Рис. 233. Преломление звукового луча.

каждого такого слоя, а также и скорость звука в ней будем считать постоянной; звуковой луч, исходящий из точки А под некоторым углом к горизонту, должен все более и более приближаться к нормальям поверхностей раздела; в результате он описывает кривую АВ, изгибающуюся кверху и обращенную своей выпуклостью вниз. Если же, напротив того, скорость звука увеличивается с высотой, то получается траектория звукового луча, обращенная выпуклостью вверх. Для того и другого случая рис. 234 и 235 дают картину распространения звуковых лучей (пунктирные кривые) и звуковых волн (сплошные кривые), если источник звука S помещается на некоторой высоте над земной поверхностью; рисунки показывают, что на некотором расстоянии от источника звука луч испытывает полное внутреннее отражение. В первом случае (рис. 234), когда температура и скорость звука падают

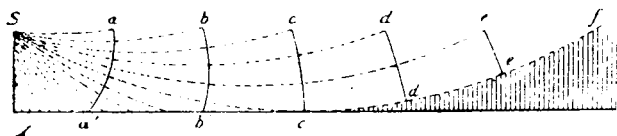


Рис. 234. Звуковой луч в атмосфере.

с высотой, район слышимости звука преуменьшен; у поверхности земли звуковой сигнал доходит лишь до точки с', в которой звуковой луч касается земной поверхности; часть его траектории

с'f представляет границу района слышимости; заштрихованная часть рисунка дает нам, очевидно, область звуковой тени; внутрь ее звуковой луч непосредственно проникнуть уже не может.

Согласно исследованиям Эмдена, радиус кривизны r звукового луча с'f, касающегося земной поверхности, выражается формулой:

$$r = 2 \frac{T}{\Delta t},$$

где T—абсолютная температура и Δt —вертикальный градиент на 1 м. высоты; расстояние же d от источника звука до начала зоны звуковой тени выражается формулой:

$$d = \sqrt{2rh} \text{ или } d = 2 \sqrt{\frac{T}{\Delta t} \cdot h},$$

где h—высота источника звука над земной поверхностью. Таким образом радиус кривизны луча и размеры области слышимости звука за-

всят от распределения температуры в атмосфере. Если температура у поверхности земли 0° и источник звука на высоте 1 м., тогда, на основании приведенных формул, получаем следующие значения r и d при различных значениях вертикального температурного градиента:

Падение температуры на 100 м. высоты	3.42°	1 0°	0.8°	0.6°	0.4°	0.2°	0.1°
Радиус кривизны звукового луча в км.	15.97	54.60	68.25	91.10	136.50	273.00	546.00
Расстояние зоны звуковой тени в м.	179	331	369	427	522	738	1044

При повышении температуры на 1° значения r и d соответственно увеличиваются на 0.4 и 0.2%. Точно также нетрудно видеть, что с увеличением высоты источника звука расстояние d увеличивается пропорционально \sqrt{h} ; так, напр., если $h = 9$ м., то приведенные в таблице значения d надо увеличить в 3 раза.

Если подняться выше области тени, напр., выше точки e (рис. 234), то звук снова может быть найден. Пусть источник звука находится на высоте h и наблюдатель на высоте h_1 , тогда область звуковой тени начинается на следующем расстоянии d от источника звука:

$$d = 2 \sqrt{\frac{T}{\Delta t} h} + 2 \sqrt{\frac{T}{\Delta t} h_1}.$$

Допустим, что $h = 1$ м., $h_1 = 4$ м. и $\Delta t = 0.006^\circ$, тогда $d = 427 + 427\sqrt{2} = 1030$ м. Следует отметить, что благодаря диффузному отражению звука, а также явлениям дифракции, часть звуковой энергии может проникнуть и в область звуковой тени.

Рассмотрим теперь второй случай (рис. 235), когда температура с высотой повышается; в этом случае звуковой луч изгибается выпуклостью вверх.

Здесь не может образоваться звуковой тени и район слышимости звука становится больше нормального. И в том и другом случае район слышимости звука, очевидно, увеличивается

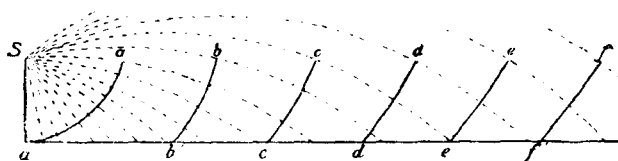


Рис. 235. Звуковой луч в атмосфере.

по мере поднятия источника звука над земной поверхностью. Вследствие этого при установке звуковых сигналов следует помещать источник звука возможно выше. По той же причине весьма выгодно пользоваться в качестве сигналов ракетами, взрывающимися вверх.

Как известно, падение температуры с высотой имеет место в ясную, теплую погоду в дневные часы, когда нет надобности в звуковых сигналах; в это время условия для распространения звука на далекие расстояния весьма неблагоприятны. Напротив того, во время туманов часто имеет место температурная инверсия, вследствие чего получаются условия, благоприятные для слышимости звука на далекие расстояния. Приведенные соображения вполне подтверждаются наблюдениями Тиндаля; он показал, что район слышимости звука, напр., пушечного выстрела, может колебаться в очень широких пределах (от 2 до 15 английских миль); минимальный район наблюдался им при полном безветрии в ясное июльское утро. По той же причине слы-

шимость звука перед грозой (во время затишья) минимальная; тогда как в ясные тихие ночи зимою, когда температурная инверсия развита особенно резко, слышимость звуков повышается. Особенно отчетливо проявляются эти различия в случае полного отражения звука (гладкая водная поверхность) или при сильном поглощении звука (над лесом, зарослями и проч.), так как и в том и в другом случае диффузное отражение звука почти отсутствует.

До сих пор мы останавливались лишь на влиянии температуры. Значительное влияние на искривление траектории звукового луча может оказывать также и распределение ветра с высотой. Как известно, скорость ветра вообще растет с высотой. Будем рассматривать при таких условиях траекторию луча, идущего в направлении ветра. Нетрудно видеть, что в этом случае скорость звука должна увеличиваться с высотой; вследствие этого луч должен загигаться книзу, выпуклая сторона его траектории должна быть обращена вверх и район слышимости звука должен увеличиваться. Напротив того, луч, распространяющийся против ветра, загигается вверх и район слышимости звука уменьшается. Изложенные соображения подтверждаются наблюдениями; так, напр., по наблюдениям Скандинавской экспедиции, звук в направлении ветра может быть слышен на расстоянии в 5 раз больше, чем в обратном направлении. Еще большие колебания величины звукового района были отмечены английской экспедицией в Сант-Катерине: звук мощной сирены был слышен при ясной и тихой погоде на расстоянии, превышающем 20 морских миль, тогда как во время ветра силою 3—4 балла звук той же сирены против ветра не был слышен даже на расстоянии 1.25 морской мили.

Если принять в расчет не только изменение температуры с высотой, но также и изменение ветра, то район слышимости звука может быть представлен формулой:

$$x = \frac{\sqrt{h}}{\sqrt{\frac{\Delta t}{4T} - \frac{\Delta w \cos \varphi}{2v}}}$$

где Δt и Δw — изменение температуры и скорости ветра на 1 м. высоты, h — высота источника звука, T — абсолютная температура у поверхности земли, v — скорость звука и φ — азимут звукового луча относительно направления ветра; Δt считается положительным для убывающей с высотой температуры и Δw — для возрастающей с высотой скорости. Пусть $T = 273^\circ$ и $v = 331.2$ м./сек.; тогда

$$x = \frac{\sqrt{h}}{\sqrt{0.0009175 \Delta t - 0.001509 \Delta w \cos \varphi}}$$

Допустим, что при поднятии на 100 м. температура падает на 0.6° и источник звука расположен на высоте 10 м., тогда, на основании последней формулы, нетрудно найти, что при отсутствии ветра район слышимости звука определяется площадью круга, радиус которого равен 1.3 км. и центр которого совпадает с источником звука. Если при тех же температурных условиях имеет место ветер и скорость его возрастает на 0.3 м./сек. на каждые 100 м. высоты, то район слышимости звука деформируется: в направлении ветра он достигает 3.2 км., тогда как против ветра слышимость звука ограничивается 1.0 км.,

а в направлении, перпендикулярном ветру, 1.3 км. При градиенте ветра, равном 0.36 на 100 м. и φ , равном 0° , знаменатель в формуле для x обращается в нуль; звуковой луч, идущий в направлении ветра, дает $x = \infty$, т. е. идет прямолинейно и рефракция не препятствует распространению звука; таким образом в направлении ветра звуковой тени не образуется. Если градиент ветра равен 0.4 и 0.5 м./сек., то, как нетрудно видеть, $x = \infty$ при φ , соответственно равном $24^\circ 13'$ и $43^\circ 8'$; в этих случаях звуковая тень может образоваться лишь в направлениях, образующих с ветром угол, больший $24^\circ 13'$ и $43^\circ 8'$.

Приведенные расчеты показывают, какое значительное влияние оказывают метеорологические условия и особенно ветер на характер распространения звука. На рис. 236 дан пример распространения звука при температурном градиенте 0.68 , градиенте ветра 1 м./сек. на 100 м. и при начальной температуре в 15° ; источник звука лежит в точке 0 у поверхности земли; область звуковой тени заштрихована. Зона слышимости звука расположена в направлении ветра и образует сектор с углом в $131^\circ 17'$. Вне этой зоны звук воспринимается лишь благодаря дифракции и диффузному отражению.

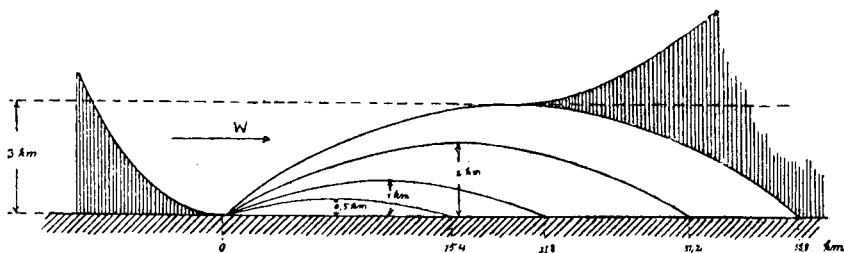


Рис. 236. Влияние ветра на слышимость звука.

Резкие изменения в скорости ветра могут создавать условия, благоприятные для полного внутреннего отражения звука. Если, напр., два смежных слоя воздуха имеют одинаковую температуру, но движутся с различной скоростью, то условие полного внутреннего отражения выражается формулой:

$$\Delta w = v \left(\frac{1}{\sin i_0} - 1 \right),$$

где i_0 — предельный угол падения, соответствующий разности скоростей ветра Δw , и v — скорость звука; отсюда находим:

i_0	75°	80°	85°
Δw	11.55	4.95	1.25 м./сек.

Если звуковой луч падает под углом, превосходящим предельный, то получается полное внутреннее отражение. Допустим, что над гладкой водной поверхностью расположен покоящийся или медленно и равномерно движущийся слой воздуха; пусть над этим слоем ветер резко усиливается. Тогда звуковые волны, идущие под небольшим углом к горизонту, испытывают полное внутреннее отражение, как от водной поверхности, так и от верхнего слоя воздуха; они движутся как бы между двумя параллельными зеркалами; в результате звук мало ослабляется с увеличением расстояния; кроме того, звук, приходящий кратчайшим путем, сопровождается раскатами, получающимися вследствие многократных отражений звука.

Район слышимости грома. Несмотря на довольно значительную силу грома, район слышимости его обыкновенно невелик и не превосходит 15 км. Для объяснения ограниченности этого района воспользуемся предыдущей формулой:

$$x = \frac{\sqrt{h}}{\sqrt{0.0001975 \Delta t - 0.001509 \Delta w \cos \varphi}} = \frac{\sqrt{h}}{\sqrt{k}},$$

где $k = 0.0001975 \Delta t - 0.001509 \Delta w \cos \varphi$.

Нетрудно видеть, что звуковой луч должен загигаться вверх и давать звуковую тень в случае, если $k > 0$: при этом, чем больше k , тем более сокращается район слышимости. Значение k тем больше, чем больше Δt и чем больше Δw при отрицательном $\cos \varphi$; $\cos \varphi$ имеет отрицательное значение, если $90^\circ < \varphi < 270^\circ$, т. е. звуковой луч распространяется в направлении, хотя бы частично, против ветра.

Перед грозой, а также после нее, метеорологические условия таковы, что k имеет сравнительно большое положительное значение, вследствие чего x оказывается сравнительно малым. В самом деле, перед грозой обычно наблюдается неустойчивое состояние равновесия и падение температуры с высотой Δt велико; в то же время скорость ветра у земной поверхности перед грозой настолько мала, что Δw имеет довольно большое положительное значение; угол φ по большей части больше 90° , так как обычно перед грозой ветер дует навстречу грозе. После грозы Δt , хотя и уменьшается, но остается положительным; точно также и Δw — положительно; что касается $\cos \varphi$, то оно после грозы снова отрицательно (гроза переместилась на E и гром приходит с E , тогда как ветер имеет западную слагающую). Пусть перед грозой: $100 \Delta t = 0.8^\circ$, $100 \Delta w = 0.33$ м./сек. и $\cos \varphi = -1/2$ (гроза надвигается с W , а ветер дует, напр., с SSE); в таком случае k порядка 10^{-5} . Если после грозы: $100 \Delta t = 0.5^\circ$, $100 \Delta w = 1$ м./сек. и $\cos \varphi = -1$, то k порядка $2 \cdot 10^{-5}$. Высоту облака можно принять за 1400 м.; тогда из формулы находим, что в нашем примере район слышимости грома перед грозой составляет около 12 км., а после грозы несколько более 8 км. Таким образом малый район слышимости грома обусловлен атмосферной рефракцией. Если гром слышен через 60 сек. после молнии, то это соответствует расстоянию около 20 км. Обычно, начиная с расстояний, определяемых 50 сек., грома уже не слышно, видна только молния в виде зарницы. Напротив того, при взрывах и пушечной стрельбе звук такой же силы бывает слышен при благоприятных метеорологических условиях на значительно больших расстояниях.

Явление беззвучных зон. Наблюдатель, удаляющийся от сигнализирующей станции, нередко, начиная с некоторого расстояния, перестает слышать сигнал; при дальнейшем удалении он снова начинает слышать звук, который постепенно, по мере удаления от станции, ослабевает. Таким образом на некотором расстоянии от станции может получаться беззвучная зона; последняя часто наблюдается на море в ясную и тихую погоду.

Явление беззвучных зон, по мнению Мона, происходит вследствие преломления луча, проходящего через слои воздуха различной температуры и влажности; он полагает, что в нижнем ярусе атмосферы могут иногда иметь место два воздушных слоя, разделенных горизонтальной поверхностью, причем каждый из них имеет свое собственное, независимое от другого, распределение температуры, влажности и скорости ветра. Пусть, напр., в нижнем слое скорость ветра уменьшается

с высотой, а в верхнем — увеличивается. Тогда траектория звукового луча, идущего в направлении ветра, в нижнем слое обращена своей выпуклостью вниз, а в верхнем — вверх; вследствие этого, во втором слое на некоторой высоте происходит полное внутреннее отражение луча; звук снова направляется к земной поверхности и дает начало аномальному району слышимости звука.

Беззвучные зоны при взрывах. Мы рассмотрели случай беззвучных зон, когда они простираются на несколько км. Наблюдения показали, что при пушечной канонаде, взрывах и извержениях вулканов возможны случаи, когда зона без звука простирается на десятки и даже сотни км. Примером может служить взрыв артиллерийских складов в Москве 9 мая 1920 года. На рис. 5 было дано распределение мест, в которых был слышен московский взрыв: сначала идет круговая область непосредственной слышимости звука, радиус ее около 65 км., далее следует зона без звука шириною около 100 км. и затем на расстоянии 165 км. от Москвы начинается внешняя зона слышимости звука.

Особенно много наблюдений в этом направлении получено во время последней мировой войны 1914—1918 гг.; так, при осаде Антверпена 7—9 октября 1914 года внешняя зона слышимости звука начиналась на расстоянии 160 км. от центра и доходила до 230 км. в Германии; у внутренней границы внешней зоны сила звука была настолько велика, что дребезжали стекла в домах. Весьма поучительны в этом направлении наблюдения последних лет над искусственными взрывами в Германии, Франции, Голландии и проч., позволившие установить благодаря точным приборам скорость распространения звука, как для внутренней, так и внешней зоны, причем последнюю удалось проследить до расстояний в 1000 км. и более.

При достаточной силе звука внешняя зона слышимости наблюдается всегда. Этого нельзя сказать в отношении беззвучной зоны: иногда под влиянием ветра внутренняя зона расширяется в направлении ветра настолько далеко, что попадает в область внешней зоны (канонада в Эльзасе 25 декабря 1915 года); точно также при вулканических извержениях сила звука может быть настолько интенсивной, что внутренняя зона заходит вглубь внешней зоны (извержение Кракатау 27—28 августа 1883 года). Внутренняя граница внешней зоны обнаруживает годовые колебания, причем в январе она начинается в среднем на расстоянии около 125 км. от источника звука, в июле-августе на расстоянии, достигающем до 230 км.

Какова бы ни была причина происхождения внешней зоны слышимости звука, для объяснения ее необходимо допустить, что звуковые лучи, попадая в более высокие слои атмосферы, постепенно изгибаются и дают траектории, обращенные выпуклостью вверх; на высоте, начиная от 40—50 км., звуковые лучи испытывают полное внутреннее отражение и затем направляются вниз к земной поверхности, давая начало внешней зоне слышимости. Полное внутреннее отражение звука может иметь место в указанных слоях атмосферы лишь при условии, что скорость звука здесь по меньшей мере равна скорости у поверхности земли; если предположить, что стратосфера начинается на высоте 10 км. при температуре -56° , то скорость звука должна составлять около 294 м./сек.; далее вверх она должна увеличиваться, достигая на высоте 40—50 км. 350 м./сек. и даже более. Рис. 237 дает нам примерный ход лучей, согласно расчетам Гутенберга, основанным на новейших звукометрических наблюдениях, причем на высоте 60 км. он принимает скорость звука равной 400 м./сек. Причина такого увеличения скорости

звука в высоких слоях атмосферы пока еще точно не установлена. Так, ряд ученых предполагает, что повышение скорости звука обусловлено наличием здесь легчайших газов (главным образом водорода), для которых скорость звука значительно больше, чем в обычном воздухе. Некоторые, основываясь на исследованиях Линдемана и Добсона, предполагают, что повышенная скорость звука обусловлена наличием весьма сильной температурной инверсии, благодаря которой температура на высоте 50—60 км. достигает $+30^\circ$ и более. Делались также попытки объяснить повышенную скорость звука влиянием ветра и температурными инверсиями в более низких слоях атмосферы; однако, попытки эти встретили весьма серьезную критику. Следует, наконец, упомянуть о гипотезе Вегенера; в основу ее он кладет вполне справедливое соображение, что формула Лапласа применима для скорости звука лишь в том случае, если $\frac{\Delta p}{p}$, т. е. отношение изменений давления в звуковой волне к давлению представляет собою весьма малую величину порядка 0.001; для взрывных волн отно-

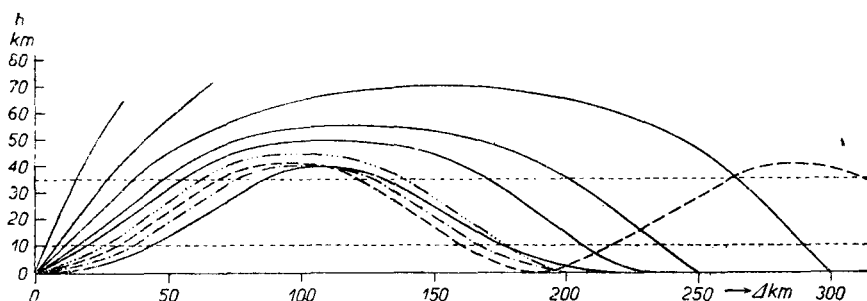


Рис. 237. Объяснение внешней зоны слышимости.

шение это сравнительно велико, вследствие чего скорость звука вблизи очага взрыва достигает 1000 м./сек. и более. Согласно расчетам Вегенера, $\frac{\Delta p}{p}$ должно увеличиваться по мере проникновения звука в верхние слои атмосферы и по мере уменьшения давления; вследствие этого должна увеличиваться и скорость звука. Однако, расчеты Вегенера нуждаются в тщательной проверке. Таким образом, в настоящее время пока еще нет прочно установленной теории, объясняющей происхождение внешней зоны слышимости звука.

В некоторых случаях наблюдения обнаруживают наличие второй внешней зоны слышимости звука, отстоящей от источника звука на двойном расстоянии по сравнению с обычной внешней зоной. Повидимому, в этом случае звуковой луч, попадающий в область внешней зоны, отражается здесь от земной поверхности и снова направляется в высокие слои атмосферы, где испытывает во второй раз полное внутреннее отражение и снова возвращается к земной поверхности.

Траектории звуковых лучей в атмосфере представляют много сходного с траекториями сейсмических колебаний, распространяющихся в земной коре во время землетрясений и достигающих значительных глубин внутри земного шара. Подобно тому, как изучение времени пробега сейсмических колебаний пролило значительный свет на внутреннее строение земного шара, можно надеяться, что изучение скорости распространения звуковых волн в атмосфере позволит судить

о строении верхних слоев атмосферы; над этим вопросом в последние годы работает целый ряд выдающихся метеорологов, а также сейсмологов.

Некоторые дополнительные звуковые явления. Нередко сильный ветер сопровождается сильным завыванием; происходит это вследствие того, что воздушные массы при своем движении встречают на пути различные предметы; около последних могут происходить правильно чередующиеся накопление и отток воздуха, дающие начало звуку. Чем сильнее ветер, тем выше тон образующегося звука. Таким образом получается явление, сходное с звучанием сирены, приводимой в действие потоком воздуха.

Несколько иной природы получаются звуки и шумы при перемещении песчаных масс над дюнами или в пустынях. В данном случае играет роль не сотрясение воздуха, но колебания самой поверхности, вдоль которой перемещаются массы песка. Такие звучащие пески часто наблюдаются у берегов Балтийского моря, напр., в Борнгольме, а также около Герингсдорфа. По сообщениям путешественников такие явления сильно развиты в пустынях внутренней Азии, Афганистана, в западной Сибири и на Синайском полуострове. Подобным же образом происходят шумы при перемещении снежинок над гладкими снежными полями. Нередко во время сильного морского прибоя у скалистых берегов также образуются звуковые явления; иногда звуки прибоя усиливаются вследствие резонанса воздушными массами, содержащимися внутри подземных пещер и ущелий, в результате чего получается сильный гул или грохот.

В целом ряде мест, особенно в приморских странах, можно наблюдать отдельные глухие раскаты звука, похожие на отдаленную канонаду. Такие явления известны во Фландрии, Шотландии, Умбрии, Колорадо, у устьев Конго и Ганга и т. д. То же можно наблюдать иногда и вдали от берегов, напр., в гористых местах Швейцарии, Германии и Австрии; в данном случае звуковые удары, напоминающие гром, обусловлены, повидимому, местными землетрясениями и обвалами.

Иногда в замкнутых долинах, лесах, в скалистых ущельях образуются естественные музыкальные звуки; происходят они, очевидно, вследствие шума ручьев, усиливаемого резонансом.

Гумбольдт наблюдал поющие скалы у берегов Ориноко, а Пешуэль-Лешке в юго-западной Африке; звуки происходят, повидимому, вследствие трения ветра о гладкие горные плиты. Подобным же образом, повидимому, можно объяснить «пение» статуи Мемноса в Фивах. В течение двух столетий, с начала нашего летоисчисления до реставрации статуи Септимием Севером, огромная статуя из песчаного камня около восхода солнца производила шум, который был похож на пение. Возможно, что на статуе образовалась каменная чешуя, которая при нагревании солнцем несколько перемещалась на своем основании и давала начало шуму в виде музыкального звука.

Электрические явления в атмосфере. Радиоактивность.

Понятие об электрическом потенциале и напряжении электрического поля атмосферы. На земной поверхности, в земной атмосфере, а также и вне ее имеются электрические заряды. Благодаря этим зарядам, в атмосфере обнаруживаются даже в ясную, безоблачную погоду электрические силы и атмосфера наша представляет электрическое поле. В каждой точке земного электрического поля существует определенный электрический потенциал V ; он численно равен работе, производимой электрическими силами при перемещении единицы положительного электричества из данной точки в бесконечность. Физика учит нас, что указанная работа не зависит от формы пути, по которому происходит это перемещение, а лишь от первоначального положения взятой нами точки. Пусть потенциал в точке A равен V_1 , а в точке B V_2 , тогда, очевидно, $V_1 - V_2$ представляет собою работу электрических сил при перемещении единицы положительного заряда из точки A в точку B по произвольному пути.

В каждой точке атмосферы потенциал имеет определенное значение; очевидно, мы можем найти целый ряд точек, имеющих одинаковый потенциал. Если через все указанные точки провести непрерывную поверхность, то получим изопотенциальную поверхность; все точки этой поверхности имеют один и тот же потенциал. Таким образом мы можем провести в атмосфере целый ряд изопотенциальных поверхностей, соответствующих различным потенциалам V_1, V_2, V_3 и т. д.

При ясной безоблачной погоде, когда в атмосфере нет сильных возмущений, изопотенциальные поверхности, по крайней мере для небольшого участка совершенно ровной земной поверхности, идут в первом приближении в виде горизонтальных поверхностей, параллельных земной поверхности. Если же на земле имеются разного рода неровности, то изопотенциальные поверхности следуют за ними, поднимаясь вдоль склонов гор, зданий и проч. и спускаясь в долины и углубления (рис. 238); по мере поднятия над земной поверхностью, изгибы в изопотенциальных поверхностях постепенно сглаживаются и на значительных высотах при ясной погоде они принимают нормальный ход в виде горизонтальных поверхностей. Конечно, такой ход изопотенциальных поверхностей имеет место, когда нет сильных возмущений. В случае, если в атмосфере проносятся вблизи земной поверхности отдельные облака, заряженные значительными электрическими зарядами, они могут вызывать соответствующие изменения в ходе изопотенциальных поверхностей.

Для более полной характеристики электрического поля, в физике служит так наз. напряжение электрического поля; напряжение поля в данной точке численно равно электрической силе, действующей в данной точке на единицу положительного электричества. Найдем соотношение между напряжением электрического поля E в данной точке и потенциалом. Нетрудно видеть, что если единица электричества перемещается вдоль изопотенциальной поверхности, то, согласно определению последней, работа электрических сил равна нулю. Как известно, работа при перемещении может быть

равна нулю или в том случае, если сила равна нулю или если эта сила перпендикулярна направлению перемещения. Так как работа электрических сил при перемещении вдоль изопотенциальной поверхности равна нулю во всех случаях, независимо от величины силы E , то мы заключаем, что напряжение поля в данной точке всегда нормально к изопотенциальной поверхности, проходящей в этой точке.

Пусть A рассматриваемая нами точка (рис. 239); через нее проходит изопотенциальная поверхность MN , имеющая потенциал V ; напряжение поля в точке A должно быть нормально к этой поверхности, изобразим его вектором AE ; проведем вторую изопотенциальную поверхность PQ ,

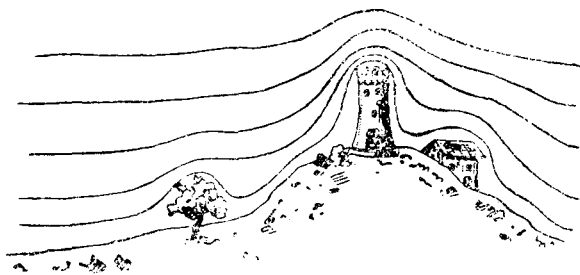


Рис. 238. Изопотенциальные поверхности.

весьма близкую к поверхности MN и имеющую потенциал $V + \Delta V$; ΔV представляет собою, очевидно, весьма малое приращение потенциала при переходе от поверхности MN к PQ .

Работа электрических сил, при перемещении единицы электричества из точки A в точку B , равна, с одной стороны, электрической силе или напряжению электрического поля E , умноженному на пройденный путь AB ; с другой стороны, она равна разности потенциалов между точками A и B . Поэтому:

$$E \cdot AB = V - (V + \Delta V) = -\Delta V.$$

AB представляет собою отрезок нормали между нашими изопотенциальными поверхностями; обозначим его через Δn , тогда, очевидно,

$$E = -\frac{\Delta V}{\Delta n}.$$

Формула эта показывает, что напряжение поля равно изменению или падению потенциала, рассчитанному на единицу расстояния в направлении нормали к изопотенциальной поверхности, проведенной в сторону падающего потенциала. В практике электрометеорологии за единицу потенциала принимают вольт, за единицу расстояния метр, поэтому

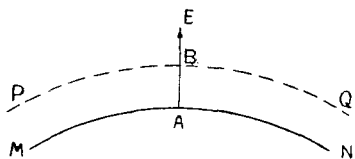


Рис. 239. Напряжение поля.

$$E = -\frac{\Delta V}{\Delta n} \frac{\text{вольт}}{\text{метр}}.$$

В такой форме E представляет собою среднее значение напряжения поля для расстояния Δn . Нетрудно видеть, что подобно тому, как барический градиент характеризует распределение давления, точно также и напряжение поля характеризует распределение потенциала. Если наши изопотенциальные поверхности идут не строго параллельно, но в одних местах сближаются, в других удаляются друг от друга, то, очевидно, изменяется и напряжение поля; в тех местах, где изопотенциальные поверхности сближаются, напряжение поля по своей абсолютной величине увеличивается и обратно. Если мы вернемся к рис. 238, то нетрудно видеть, что над выдающимися частями земного рельефа

изопотенциальные поверхности сгущены; напряжение поля должно здесь соответственно увеличиваться.

Обычно при всех физических измерениях принимают потенциал земли равным нулю, тогда как на самом деле, как увидим дальше, он оказывается отрицательным; в виду этого наши измерения дают лишь относительные значения потенциала по отношению к земле.

Методы измерения электрического поля. На практике измеряют разность потенциалов двух точек, лежащих на различных высотах; если местность достаточно ровная и горизонтальная, то разность потенциалов, разделенная на вертикальное расстояние между упомянутыми точками, дает нам среднее падение потенциала или напряжение поля для этого интервала высоты. Если измерения производятся у самой земли, то нижняя точка берется у земной поверхности. Для этих измерений необходимы так наз. коллекторы или электроды и электрометр.

Простейшим коллектором является небольшой изолированный проводник, снабженный сверху острием. Если поместить его на некоторой высоте в атмосфере и соединить тонкой проволокой с листочками электроскопа, оболочка которого отведена к земле, то проводник и соединенный с ним электроскоп примут потенциал той точки атмосферы, в которой находится острие. Роль острия может выполнять пламя лампы или свечи. Лютц усовершенствовал пламенные коллекторы: пламя стеариновой свечи остается у него все время на одной и той же высоте и защищено от ветра. Пламенные коллекторы дают потенциал поверхности, которая лежит несколько выше верхнего края пламени. Этот недостаток их устраняется применением двух коллекторов, расположенных на разной высоте.

На том же принципе основаны и водяные или капельные коллекторы В. Томсона, применяющиеся главным образом при постоянных установках. Подобный коллектор состоит из металлического сосуда, наполненного водою, тщательно изолированного и снабженного длинной горизонтальной трубкой. Обыкновенно такой коллектор устанавливают внутри здания, у окна. Так как поверхности уровня, следуя за рельефом земной поверхности, поднимаются вдоль вертикальной стены здания, то горизонтальная трубка коллектора, выдвинутая через отверстие в окне наружу, пересекает ряд изопотенциальных поверхностей; вытекающая через одно или несколько отверстий в трубке струйка воды, разбиваясь на капли, действует подобно острию; коллектор и соединенный с ним электрометр принимают потенциал той точки земного поля, в которой струя разбивается на капли. Во время зимы, во избежание замерзания воды, коллекторы эти помещаются в отапливаемых помещениях, а выступающая наружу трубка покрывается фланелью или другой материей, предохраняющей от охлаждения; с тою же целью иногда к воде добавляют спирта или соли.

Очень быстро действуют так наз. шприц-коллекторы, в которых жидкость вытекает под сильным давлением мельчайшими каплями через очень узкие отверстия в трубке. Часто применяются также коллекторы с радиоактивными препаратами. Обычно пользуются при этом полонием или ионием.

Практика атмосферно-электрических измерений показала, что наиболее пригодными для измерения напряжения поля являются следующие электрометры:

Электрометр Экснера с алюминиевыми листочками и с защитными боковыми пластинками, которые при переноске электрометра,

сдвигаются и прижимают листочки; отсчеты производятся или на глаз или помощью лупы с зеркальной шкалой.

Электрометр Вульфа (рис. 240): внутри здания изолированно подвешены две платинированные кварцевые нити F; нижние концы их соединены и натянуты помощью дуги из изолирующей кварцевой нити Q. Если эти нити зарядить, то они отталкиваются; наибольшее смещение нитей, имеющее место посередине, измеряется помощью микроскопа с окулярной шкалой. Боковые проволоки S, S, прямоугольно изогнутые, удерживают нити в плоскости, перпендикулярной оптической оси микроскопа.

Кроме того, применяются также струнный электрометр Лютца и квадрантный электрометр Бенндорфа; последний приспособлен для автоматической записи потенциала.

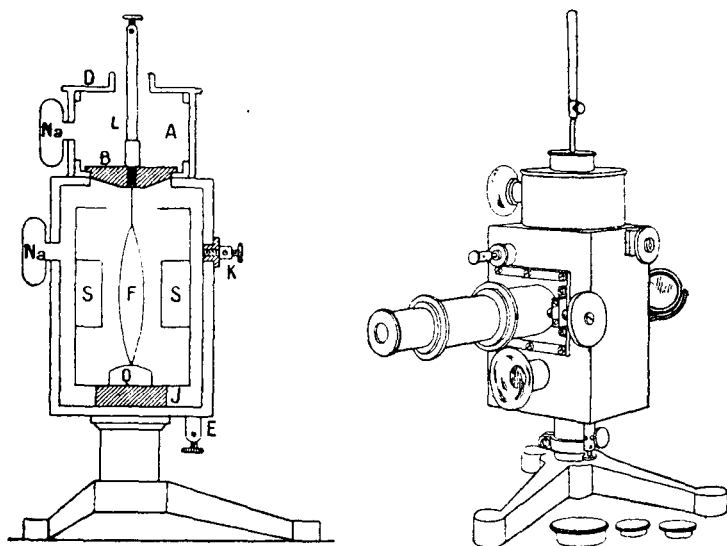


Рис. 240. Электрометр Вульфа: справа—общий вид, слева - вертикальное сечение.

Обыкновенно при измерениях $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ в открытом поле пользуются одним электродом и электрометром, напр., Вульфа. Коллектор (пламенный или иониевый) укрепляется на определенной высоте на эбонитовой покрытой шеллаком палке, заканчивающейся внизу острием, которое втыкается в землю. Помощью длинной проволоки коллектор соединяется с нитями электрометра; здание электрометра отводится к земле. Электрометр дает разность потенциалов между землею и той поверхностью уровня, которая проходит через электрод. Деля измеренную в вольтах разность потенциалов на вертикальное расстояние электрода от почвы, выраженное в метрах, получим напряжение поля в вольтах на метр.

При постоянных установках, когда электроды помещаются вблизи здания, значения электрического поля будут лишь относительными, но в то же время пропорциональными соответствующим значениям над равниной. Если известен коэффициент пропорциональности, то относительные значения поля легко «привести к равнине». Для определения этого коэффициента достаточно произвести ряд сравнительных наблю-

дений в ясную погоду на равнине, не слишком удаленной от места постоянной установки.

Для измерения напряжения поля в свободной атмосфере обычно применяются два коллектора, расположенные под корзиною воздушного шара на расстоянии не менее 10 м.; нижний коллектор соединяется с изолированным зданием электрометра, верхний — с его листочками или нитями; вертикальное расстояние между коллекторами приходится брать значительно больше одного метра, вследствие малых значений поля в высоких слоях атмосферы.

Результаты измерений электрического поля. Наблюдения показывают, что в ясные, а также в пасмурные дни без значительных возмущений, потенциал растет с высотой и, следовательно, напряжение поля направлено вниз. Таким образом $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ обычно положительное. Приведем ряд средних значений напряжения поля, полученных из наиболее длинных рядов наблюдений для различных мест:

Средние значения напряжения поля.

Карасиок (Лапландия, 130 м.)	139 вольт/метр.
Слуцк (около Ленинграда)	189 "
Потсдам (около Берлина, 80 м.)	239 "
Кремсмюнстер (Верхн. Австрия, 400 м.)	105 "
Мюнхен (500 м.)	168 "
Давос (1600 м.)	60 "
Гелуан (Египет, 115 м.)	118 "
Батавия	120 "

Таблица показывает, что напряжение поля уменьшается с увеличением высоты места над уровнем моря; это видно, напр., из сравнения значений для Потсдама, Мюнхена и Давоса (в скобках в таблице обозначена высота места над уровнем моря). Далее, замечается уменьшение поля от средних широт как к тропикам, так и к полюсам; таким образом, повидимому, наибольшие значения напряжения поля имеют место в средних широтах. На берегах и над океанами, повидимому, напряжение поля слабее, чем над континентами; однако, число наблюдений здесь ничтожно.

Рассмотрим теперь, как изменяется напряжение электрического поля с высотой в свободной атмосфере. Измерения поля в нижних слоях атмосферы показали, что до высоты около 1000 м. над земной поверхностью значения поля изменяются с высотой очень неправильно, сильно колеблясь то в ту, то в другую сторону. Объясняется это тем, что в нижнем слое атмосферы имеются в изобилии частички пыли, дыма, тумана; эти частички обладают зарядами, о чем свидетельствуют сильные колебания поля у земной поверхности во время туманов, пыли и проч. Тем не менее для высоты около 1000 м. напряжение поля можно принять равным 25 вольт/метр. В более высоких слоях изменение поля с высотой идет значительно правильнее: независимо от состояния погоды оно медленно понижается и для высот в 3, 6 и 9 км. в среднем приблизительно равно 15, 6 и 4 вольт/метр.

В то время, как на равнинах, а также в свободной атмосфере, напряжение поля с высотой уменьшается, на вершинах гор, круто поднимающихся вверх, изопотенциальные поверхности сильно сжаты, и напряжение поля должно быть значительным. Так, напр., на вершине Пик-дю-Миди (2860 м.) напряжение поля в среднем составляет 1350 вольт/метр, на вершине Зоннблика (3010 м.) 1105 вольт/метр

и т. д. Напряжение поля зависит здесь не от высоты над уровнем моря, а от формы рельефа: чем круче поднимается гора вверх, чем острее ее вершина, тем большее должно быть здесь напряжение поля.

На основании приведенных данных, представляется возможным судить как об абсолютном значении потенциала земли, так и о заряде земного шара и о зарядах в атмосфере. В самом деле, если допустить, что земной шар представляет собою огромный проводник, у поверхности которого падение потенциала $\frac{\Delta V}{\Delta n}$, то нетрудно найти поверхностную плотность δ заряда земного шара, т. е. количество электричества, приходящееся на единицу поверхности. В самом деле, на основании формулы Кулона, имеем:

$$\frac{\Delta V}{\Delta n} = -4\pi\delta.$$

Пусть $\frac{\Delta V}{\Delta n} = 100$ вольт/метр. Указанное значение надо привести к абсолютным электростатическим единицам; принимая во внимание, что вольт равен $\frac{1}{300}$ абс. эл.-ст. единицы и метр равен 100 см., находим $\frac{\Delta V}{\Delta n} = 100 \times \frac{1}{300} \times \frac{1}{100}$ абс. эл.-ст. единиц; отсюда имеем:

$$\delta = -2.7 \times 10^{-4} \text{ абс. эл.-ст. ед.}$$

Общий заряд земли $Q = 4\pi R^2\delta$, где R — радиус земли; полагая, что $R = 6370 \times 10^5$ см., найдем, что общий заряд земли порядка

$$Q = -1.35 \times 10^{15} \text{ абс. эл.-ст. ед.} = -4.5 \times 10^5 \text{ кулонов;}$$

потенциал земли V , как шара, равен $\frac{Q}{R}$, поэтому

$$V = \frac{Q}{R} = -2 \times 10^6 \text{ абс. эл.-ст. ед.} = -6 \times 10^8 \text{ вольт.}$$

Приведенные значения не могут претендовать на большую точность; они дают только порядок величин δ , Q и V .

Принимая, что среднее уменьшение $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ с высотой составляет около 1 вольт на 10 м. до высот в несколько сотен метров, на основании формул электростатики, найдем, что в нижних слоях атмосфера должна быть заряжена положительно, причем объемная плотность ρ , т. е. количество электричества, содержащееся в каждом см.³ воздуха, должно составлять

$$\rho = +2.7 \times 10^{-9} \text{ абс. эл.-ст. ед.}$$

В более высоких слоях уменьшение $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ с высотой замедляется, причем и на высотах около 6000 метров имеется еще, хотя и малое, но отличное от нуля поле; поэтому и объемная плотность в этих слоях будет значительно меньше, чем в нижних слоях.

Таким образом, земная поверхность обладает отрицательным зарядом; этот заряд постепенно компенсируется положительными зарядами атмосферы, сосредоточенными преимущественно в нижних слоях. Можно принять, что в верхних слоях заряд земли совершенно компенсируется зарядами атмосферы и тело земли с окружающей воздушной оболочкой является для мирового пространства нейтральным.

Годовой ход напряжения поля. Напряжение поля даже и в ясную погоду обнаруживает большие изменения; последние значительно усиливаются во время дождя, снега, метели, тумана и мглы; в этих случаях напряжение поля может испытывать очень сильные и быстрые колебания, причем напряжение электрического поля нередко в самое короткое время изменяется от значительной положительной величины на значительную отрицательную; получаются, так сказать, электрические бури. В ясную нормальную погоду колебания поля меньше, встречаются реже, и в такую погоду можно обнаружить довольно правильный годовой и суточный ход напряжения поля.

Годовой ход для средних и высоких широт обычно простой с одним максимумом летом и минимумом зимою; под тропиками годовой ход не отличается таким постоянством; здесь он, повидимому, двойной, напр., для Батавии максимумы имеют место в апреле и ноябре, минимумы в январе и сентябре. Для характеристики годового хода электрического поля может служить следующая таблица:

Годовой ход напряжения поля.

	Максимум	Минимум	Амплитуда
Карасиок	209 (февраль)	90 (июнь)	119
Слуцк	262	101	161
Потсдам	322 (январь)	185 (август)	137
Москва	223 (февраль)	68	155
Мюнхен	265 (январь)	104 (май)	161

Амплитуда годового хода, повидимому, уменьшается от полюса к экватору.

Что касается южного полушария, то и здесь максимум падает на зимние месяцы южных широт; так, наблюдения Неймейера дают для Мельбурна максимум в августе, а минимум в марте.

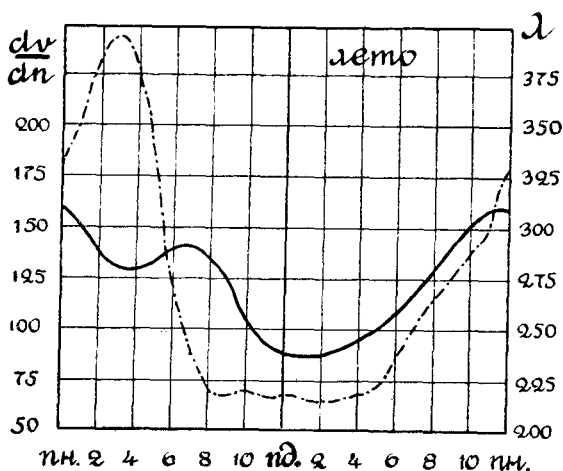


Рис. 241. Суточный ход поля и проводимости летом

доказано Шово: он нашел, что суточный ход поля на небольшой высоте над земной поверхностью уже значительно проще, чем у самой

поверхности; на вершинах гор амплитуда суточных колебаний оказывается ничтожной.

Суточный ход и для одной и той же станции значительно изменяется в течение года. Обыкновенно различают два типа суточного хода напряжения поля: зимний и летний. Зимний тип, особенно резко выраженный в декабре и январе, обнаруживает глубокий минимум рано утром (около 4^h а) и максимум в послеполуденные часы; таким образом получается приблизительно простой ход. В более теплое время года (апрель — сентябрь)

простой суточный ход осложняется: к вышеупомянутым крайним величинам зимнего типа, сохраняющимся и в летнем, добавляются еще дополуденный максимум и полуденный минимум, так что получается уже двойной суточный период. В весенние и осенние месяцы замечается постепенный переход от одного типа к другому. Рис. 241 и 242 дают нам суточный ход напряжения поля (сплошные линии соответствуют напряжению поля, пунктирные — проводимости воздуха, о которой см. ниже) летом и зимою для Слуцка. По мере поднятия над земной поверхностью, как показывают наблюдения на горных станциях, амплитуда суточных колебаний быстро падает.

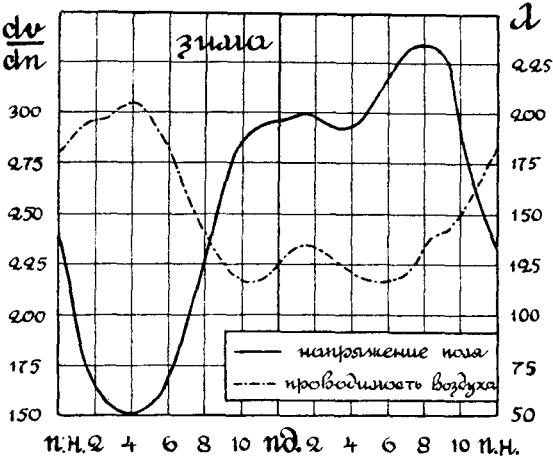


Рис. 242. Суточный ход поля и проводимости зимою.

Связь между напряжением поля и различными метеорологическими факторами. Весьма большое влияние на земное поле оказывает большее или меньшее содержание в атмосфере частичек пыли, дыма и проч. Многочисленные наблюдения показывают, что с увеличением помутнения атмосферы напряжение поля повышается. Для иллюстрации приводим следующую таблицу из наблюдений Эльстера и Гейтеля:

Степень помутнения воздуха	Напряжение поля
Видны предметы, удаленные до 15 км.	141
" " " " 2.5 "	298
" " " " 0.62 "	378

Рассмотрим теперь зависимость от давления воздуха. Если соединять наблюдения в группы, руководствуясь различным давлением, то найдем, что высоким давлениям соответствуют и высокие значения напряжения поля и обратно. Значительно отчетливее выступает зависимость электрического поля от изменений давления; всякое понижение давления обыкновенно сопровождается уменьшением поля и обратно; особенно резко выражена эта зависимость при сильных колебаниях давления.

Обнаруживается также некоторая зависимость от абсолютной влажности (упругости водяных паров). С увеличением абсолютной влажности замечается обыкновенно уменьшение поля и обратно.

Наблюдения показывают, что напряжение поля и солнечная радиация изменяются по большей части в противоположных направлениях. Причинной зависимости между ними, повидимому, не существует, но одни и те же метеорологические факторы обуславливают изменения обоих этих элементов (так, напр., помутнение атмосферы может, с одной стороны, повышать напряжение поля, а с другой—понижать напряжение солнечной радиации, достигающей земли).

Направление ветра может иногда оказывать влияние на напряжение поля. Так, для береговых станций ветры с суши понижают прозрачность воздуха и, следовательно, повышают поле; сильное действие должны оказывать изменения направления ветра для станций, расположенных вблизи обширных, населенных и промышленных центров.

С усилением ветра обыкновенно понижается напряжение поля; объясняется это, с одной стороны, тем, что сильные ветры имеют место преимущественно при циклонической погоде, характеризующейся прозрачностью воздуха; с другой стороны, часто в сухую погоду сильные ветры поднимают облака пыли, песка, заряженных отрицательно, вследствие чего напряжение поля сильно понижается, а иногда даже делается отрицательным.

Высокие перистые облака, а также кучевые, почти не оказывают влияния на напряжение поля у земной поверхности. Напротив того, низкие облака в большинстве случаев сопровождаются малыми значениями поля; это отчасти объясняется тем, что обыкновенно низкие облака бывают при понижающемся давлении и циклонической погоде; кроме того, облака, проходя над местом наблюдения, могут вызывать временные и местные изменения напряжения поля, благодаря своему заряду; в зависимости от того, будут ли они заряжены положительно или отрицательно, напряжение поля будет повышаться или понижаться. Низкие слои тумана или мглы сопровождаются обыкновенно сильным повышением поля.

Во время дождя, снега, града электрическое поле атмосферы испытывает сильнейшие пертурбации. При слабых дождях часто замечается сильное понижение поля; сильные дожди вызывают такие значительные колебания поля, что часто сильное положительное поле сменяется отрицательным. Но настоящие электрические бури наблюдаются во время грозы и града: регистрирующие электрометры дают отметки по всей ширине ленты в обе стороны от нуля; колебания происходят в пределах 1000 вольт/метр и более; каждый разряд молнии бросает стрелку электрометра из стороны в сторону. При падении снега возмущения поля иного характера: они выражаются на записях электрометров большею частью значительными положительными зубцами (реже отрицательными).

Возмущения поля, сопровождающие осадки, обыкновенно постепенно перемещаются с дождевым облаком, и из записей соседних станций можно даже судить о скорости движения дождевых облаков.

Электричество осадков. Как показали наблюдения, капельки дождя, градины и снежинки несут с собою значительные электрические заряды. Первые измерения над электричеством осадков принадлежат Эльстеру и Гейтелю; с этой целью они собирали осадки в изолированный цинковый сосуд, соединенный с электрометром. При этих

измерениях необходимо принимать целый ряд мер предосторожности, особенно для устранения влияния электрического поля. В настоящее время во многих обсерваториях пользуются установками, дающими непрерывную автоматическую запись электрического состояния осадков.

Первые систематические наблюдения обнаружили преобладание отрицательных зарядов. Однако длинный ряд наблюдений в Потсдаме помощью регистрирующего прибора обнаружил, что в общей сумме положительные и отрицательные заряды почти компенсируются, но что продолжительность выпадения положительных осадков значительно больше, чем отрицательных.

В то время, как в Симле (Индия) грозы дают преимущественно большие положительные заряды, в Потсдаме во время гроз и шквалов знаки зарядов осадков часто изменяются и заряды обоих знаков приблизительно равны. Что касается обложных дождей, то для них и в Потсдаме наблюдается преобладание положительного заряда; перемена знака зарядов при этих осадках значительно реже. При снеге обыкновенно всюду преобладает отрицательный заряд; знак заряда и здесь часто меняется, особенно, когда выпадает снег, смешанный с дождем. При граде и крупе наблюдается преобладание положительного заряда. Наблюдения в Лесном показали, что во время дождя крупные капельки заряжены положительно, мелкие—отрицательно; во время снега имеет место обратное соотношение зарядов.

Зная количество выпавших осадков и соответствующий им заряд, можно вычислить средний заряд, приходящийся на 1 см.³ дождя; в среднем этот заряд порядка 1 абс. эл.-ст. ед.; но иногда он доходит до 40 и более; такие сильные заряды замечаются обыкновенно при шквалах и грозах, сопровождающихся сильными разрядами. Так как диаметр капель колеблется от 0.5 до 5 мм., то заряд отдельных капель может доходить до 10^{-4} абс. эл.-ст. единиц, а потенциал их до 30 вольт.

Основные положения ионной теории применительно к атмосферному воздуху. Наравне с электрическим полем большое значение для электрических явлений в атмосфере имеет проводящая способность атмосферного воздуха и ее изменения во времени и в пространстве.

В атмосфере имеется целый ряд ионизаторов; на природе этих ионизаторов остановимся ниже; под их действием атмосферный газ ионизируется. Ионизация, как известно, состоит в том, что от нейтральных молекул отделяются электроны (масса электрона приблизительно равна $1/1800$ массы атома водорода, заряд— 4.77×10^{-10} абс. эл.-ст. ед.); остающиеся части молекул с освободившимися на них положительными зарядами дают положительные ионы молекулярных размеров; свободные же электроны быстро встречают газовые молекулы и, налагаясь на них, образуют отрицательные ионы. Однако, ионы молекулярных размеров существуют в атмосфере лишь короткое время: вокруг заряженных молекул, как центра, группируются другие молекулы и в результате ионы представляют комплексы молекул (числом около 10). Таким образом, в ионизованном газе образуются в одинаковом числе ионы обоих знаков и газ становится проводящим. Но в атмосферном газе имеются в изобилии твердые и жидкие частички, а также ядра конденсации, на которых могут оседать ионы, вследствие чего получаются больших размеров медленно перемещающиеся ионы, найденные впервые в атмосфере Ланжевенем и называемые тяжелыми ионами или ионами Ланжевена, тогда как ранее рассмотренные ионы называются легкими.

В газах достаточной плотности скорость ионов принимается пропорциональной напряжению поля. Поэтому, если напряжение поля равно E вольт./см., то скорость ионов выражается формулой:

$$u = w E, \quad (1)$$

где w представляет собою скорость ионов в поле, равном единице, и называется подвижностью ионов (поле в этом случае выражают в вольт/см.). Она зависит, с одной стороны, от свойств газовой среды, в которой движутся ионы, с другой стороны—от размеров ионов и несомого ими заряда. Среднее значение подвижностей в сухом воздухе при комнатной температуре и нормальном давлении равно для положительных легких ионов 1.35 и для отрицательных 1.83 см./сек. Вообще подвижность отрицательных ионов больше, нежели положительных.

Пусть наш ионизатор такой силы, что в единице объема за единицу времени образуется q пар положительных и отрицательных ионов; тогда q наз. силою ионизатора. Но число ионов, несмотря на непрерывное действие ионизатора, не может расти беспредельно; часть ионов, вследствие различных причин, теряется, и число ионов с течением времени приближается к стационарному состоянию, при котором количество вновь образующихся ионов равно числу исчезающих. Одна из главных причин, обуславливающих потерю ионов, это—так наз. воссоединение; оно состоит в том, что противоположные ионы, двигаясь в ионизованном воздухе, вследствие взаимного притяжения, могут соединяться в нейтральные комплексы. Нетрудно видеть, что после устранения ионизатора число ионов в атмосфере должно постепенно уменьшаться до нуля.

Кроме воссоединения, потеря может происходить вследствие адсорбции и диффузии; адсорбция сводится к оседанию ионов на жидких и твердых поверхностях, встречающихся на их пути; благодаря адсорбции тонкий слой газа, прилежащий к поверхности, приводится в нейтральное состояние; концентрация ионов вблизи поверхности становится меньше, вследствие чего происходит диффундирование ионов к поверхности и дальнейшее оседание на ней.

Чтобы определить проводящую способность воздуха в данной точке, вообразим около нее бесконечно малую площадку ds , нормальную к силовой линии, и найдем число ионов, проходящих через нее в единицу времени. Если сила поля E , удельное число ионов (т. е. число ионов в см.³) n_+ и n_- , их подвижности w_+ и w_- , тогда скорость ионов обоого знака будет $w_+ E$ и $w_- E$, а число ионов, проходящих через площадку ds в единицу времени:

$$w_+ n_+ E ds \text{ и } w_- n_- E ds.$$

Эти ионы обусловят ток проводимости

$$i = e (w_+ n_+ + w_- n_-) E ds,$$

где e — элементарный заряд иона.

Плотность тока, т. е. количество электричества, проходящего через площадку в 1 см.² в одну секунду, будет:

$$J = e (w_+ n_+ + w_- n_-) E. \quad (2)$$

Так как проводящая способность газа численно равна плотности тока при напряжении поля $E = 1$, следовательно, проводящая способность газа выражается формулой:

$$\lambda = e (w_+ n_+ + w_- n_-). \quad (3)$$

Очевидно, проводимость можно считать составленной из проводимости, обусловленной положительными ионами, и проводимости, обусловленной отрицательными ионами, тогда:

$$\lambda = \lambda_+ + \lambda_-, \quad (4)$$

$$\lambda_+ = e w_+ n_+ \text{ и } \lambda_- = e w_- n_-; \quad (5)$$

λ_+ и λ_- наз. полярными проводимостями.

Если заряженный проводник открыто помещен в ионизованном воздухе, то он притягивает к себе ионы противоположного знака и таким образом постепенно теряет свой заряд; в этом случае скорость потери заряда проводником, как показал Кулон, пропорциональна его заряду или потенциалу, т. е. разрядный ток — омический, так как потеря происходит по закону Ома. Пусть Q заряд тела и v его потенциал; если тело за бесконечно малое время Δt потеряло заряд ΔQ и потенциал его уменьшился на Δv , тогда

$$\Delta Q = -a Q \Delta t \text{ или } \Delta v = -a v \Delta t; \quad (6)$$

a называется коэффициентом рассеяния электричества; трудно видеть, что

$$a \cdot \Delta t = \frac{\Delta Q}{Q}. \quad (7)$$

Таким образом $a \cdot \Delta t$ показывает, какая доля заряда теряется за бесконечно малое время Δt . Если эту потерю привести к единице времени, то получим a . Обычно коэффициент рассеяния выражают в % и за единицу времени берут минуту. Различают коэффициенты рассеяния a_+ и a_- , причем a_+ обозначает коэффициент рассеяния положительного заряда, обусловленный наличием отрицательных ионов или наличием отрицательной полярной проводимости λ_- ; a_- обозначает коэффициент рассеяния отрицательного электричества.

Рикке и Свани показали, что в случае, если потеря заряда — омическая, то между коэффициентом рассеяния и проводимостью воздуха существует следующее соотношение:

$$a_+ = 4\pi \lambda_- \text{ и } a_- = 4\pi \lambda_+. \quad (8)$$

Приборы для измерения проводимости атмосферного воздуха. Рассмотрим раньше всего рассеивающий прибор Эльстера и Гейтеля. Он (рис. 243) состоит из электрометра с листочками. На стержень, поддерживающий листочки, насаживается сверху рассеивающее тело. Последнее представляет собою латунный цилиндр D , снабженный снизу штифтом для насаживания на электрометр. Кроме того, для устранения влияния земного электрического поля, рассеивающий цилиндр может быть покрыт так наз. защитным цилиндром; сверху на последний надевается крышка, снизу же он остается открытым. При измерениях в защищенных от электрического поля местах (под крышею, под деревьями и т. п.) защитным цилиндром не пользуются.

Новейшие исследования показали, что измерения с этим прибором, при употреблении защитного цилиндра, дают ненадежные результаты. Что касается наблюдений без защитного цилиндра в местах, защищенных от земного поля, то результаты получаются более или менее удовлетворительные. Найдя таким образом a_+ и a_- , мы можем получить значения λ_+ и λ_- по данным выше формулам.

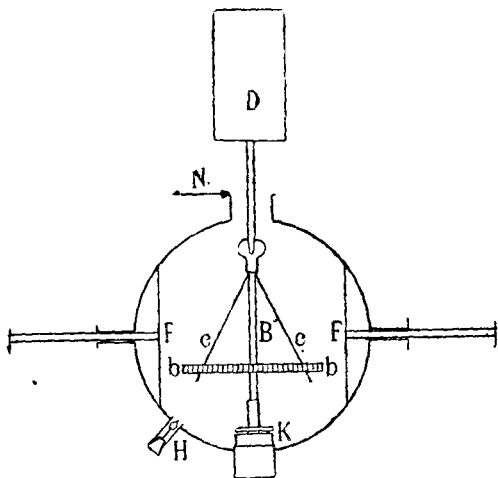


Рис. 243. Рассеивающий прибор.

ронкообразным расширением; при такой конструкции скорость течения воздуха во всем сечении цилиндра приблизительно одинакова. В передней части цилиндра помещается в качестве рассеивающего тела стержень параллельно оси цилиндра; стержень этот поддерживается штифтом, который через отверстие в цилиндре идет к электromетру.

Для отдельных абсолютных измерений λ_+ и λ_- обыкновенно применяется аспиратор Гердиена (рис. 244 и 245). Он состоит из горизонтального вычерненного латунного цилиндра; в одном конце цилиндра имеется аспиратор, приводимый в действие рукояткой и всасывающий в цилиндр наружный воздух; перед аспиратором внутри цилиндра имеется сетка; с другого конца цилиндра заканчивается во-

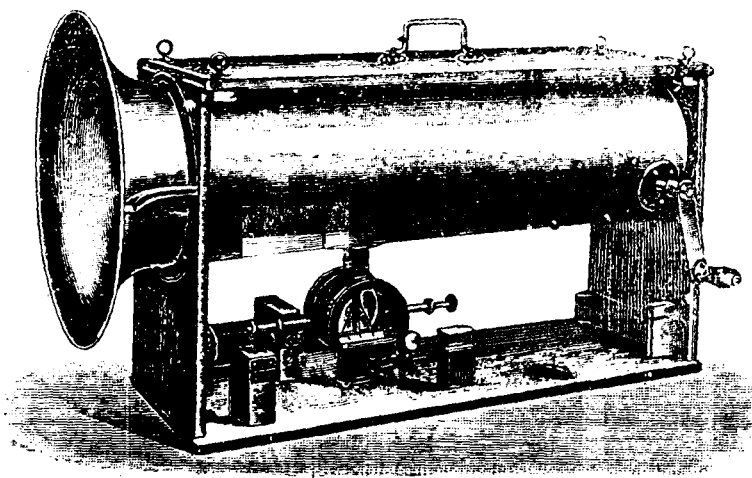


Рис. 244. Аспиратор Гердиена (общий вид).

Внутренний стержень заряжается до потенциала V_0 ; в течение некоторого времени пропускается через цилиндр воздух, после чего производится новый отсчет V_1 . Если C — емкость электromетра и конденсатора и C' — емкость одного конденсатора, то, как показывает теория,

$$\lambda_+ = \frac{1}{t} \frac{C}{4\pi C'} \log_{\text{nat}} \frac{V_0}{V_1}.$$

В формулу надо ввести поправку на недостаточность изоляции.

В обсерваториях иногда применяются установки, непрерывно регистрирующие проводимость атмосферного воздуха. С этой целью в Потсдамской Обсерватории, а также в Давосе и у нас в Слуцке пользуются следующей установкой Шеринга: рассеивающими телами служат натянутые горизонтально две зачерненные латунные проволоки в 20 м. длины, хорошо изолированные и окруженные отведенными к земле сетчатыми цилиндрами, диаметром в 1 метр. Проволоки соединены с регистрирующими электрометрами; каждые десять минут проволоки автоматически заряжаются в течение полуминуты ± 200 вольт; затем в течение

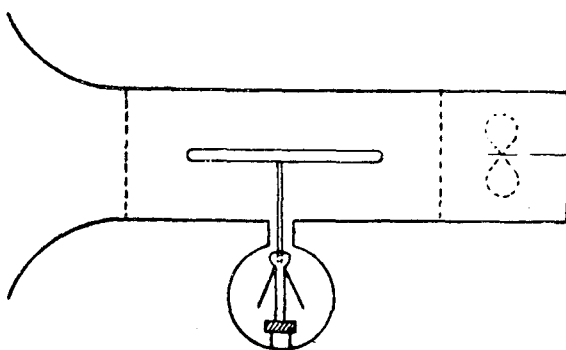


Рис. 245. Аспиратор Гердиена (вертикальное сечение).

последующих девяти минут каждую минуту электрометр отмечает напряжение проволоки путем механического регистрирования. Вычисление λ_+ и λ_- производится помощью вышеприведенной формулы.

Результаты наблюдений над проводимостью воздуха. К сожалению, обширный материал, собранный наблюдениями помощью рассеивающего прибора Эльстера и Гейтеля, дает не вполне надежные результаты; в виду этого, остановимся главным образом на наблюдениях с аспиратором Гердиена и регистрирующими установками. Некоторые примеры даны в прилагаемой таблице.

Средние значения проводимости в эл.-ст. ед.

	λ_+	λ_-	λ	$\lambda_+ : \lambda_-$
Гренландия (73° с. ш.)	3.1×10^{-4}	2.4×10^{-4}	5.7×10^{-4}	1.3
Шпицберген	2.8 "	2.1 "	4.9 "	1.3
Слуцк	1.2 "	1.0 "	2.2 "	1.2
Потсдам	0.5 "	0.4 "	0.9 "	1.2
Давос	1.5 "	1.3 "	2.8 "	1.2
Атлантический океан	1.7 "	1.4 "	3.1 "	1.2
Тихий океан	1.7 "	1.4 "	3.1 "	1.2
Индийский океан	2.3 "	2.0 "	4.3 "	1.2
Юнгфрау (3700 м.)	3.5 "	2.5 "	6.0 "	1.4
Боливия (5200 м.)	7.2 "	3.6 "	10.8 "	2.0

В среднем для Европы полная проводимость около 2.10^{-4} абс. эл.-ст. ед.; того же порядка проводимость и для американского материка. На вершинах гор величина λ значительно больше; повышенные значения дают также полярные страны. Отношение $q = \lambda_+ : \lambda_-$ всюду больше единицы, так что $\lambda_+ > \lambda_-$. Так как $\lambda_+ = \epsilon w_+ n_+$ и $\lambda_- = \epsilon w_- n_-$ и подвижность отрицательных ионов несколько больше, чем положительных, то, очевидно, большее значение положительной полярной проводимости следует приписать избытку положительных ионов над отрицательными, что согласуется и с вышеупомянутой наличием в нижних слоях атмосферы свободных положительных зарядов. Особенно велико q у вершин гор, что объясняется значитель-

ным накоплением положительных ионов у вершин под действием сильного электрического поля.

Что касается свободной атмосферы, то имеется целый ряд наблюдений над проводимостью воздуха, произведенных в более высоких слоях атмосферы помощью поднятий на воздушных шарах с прибором Гердиена. По этим наблюдениям в нижних слоях, приблизительно до 3000 метров высоты, ход проводимости очень переменный, обусловленный различиями в относительной влажности, содержании пыли в различных слоях и проч. В среднем проводимость в нижних слоях атмосферы приблизительно того же порядка, что и у земной поверхности; но как только перейдена верхняя граница слоя мглы и пыли, проводимость начинает расти с высотой. Так, Виганд на высоте около 9 км. наблюдал проводимость порядка 37×10^{-4} эл.-ст. ед. Заметим, что на повышение проводимости оказывает влияние не только удельное число ионов, но также и их подвижность, которая в чистом воздухе обратно пропорциональна давлению. Для слоев выше 9 км. непосредственных наблюдений не имеется, но, как увидим ниже, в самых верхних слоях она должна быть очень велика. Что касается q , то, повидимому, с высотой оно уменьшается и стремится к единице.

Годовые и суточные колебания проводимости. Годовой ход проводимости приблизительно противоположен ходу напряжения поля: плоский максимум летом (в Потсдаме 1.10×10^{-4} , в Слуцке 2.68×10^{-4} , в Давосе 3.75×10^{-4} — всюду в июне) и более резкий минимум зимою (в Потсдаме 0.70×10^{-4} в январе, в Слуцке 1.31×10^{-4} в феврале и в Давосе 1.88×10^{-4} в январе).

Что касается колебаний $q = \lambda_+ : \lambda_-$, то максимум наблюдается зимою ко времени наибольших значений электрического поля, минимум — летом; так, напр., для Слуцка максимум 1.75 имеет место в марте, а минимум 1.16 в июне.

Суточный ход проводимости получается в различные времена года различный. Зимою он приблизительно простой с максимумом около 4 час. утра и минимумом после полудня; таким образом, он приблизительно противоположен суточному ходу напряжения поля. Летом обнаруживается, как и для поля, двойной, а иногда и тройной ход, но почти всегда сохраняется главный максимум утром, как и утренний минимум для напряжения поля. Вообще, за исключением послеполуденных часов, суточный ход почти противоположен ходу поля. Рис. 241 и 242 (пунктирные линии) дают суточный ход проводимости летом и зимою для Слуцка.

Связь между проводимостью воздуха и различными метеорологическими элементами. На основании ионной теории легче обнаружить непосредственное влияние некоторых метеорологических факторов на проводимость воздуха, нежели на напряжение поля. Объясняется это тем, что последнее обуславливается не исключительно состоянием атмосферы в месте наблюдения; здесь играет роль и состояние окружающих слоев воздуха.

Проводимость в значительной мере зависит от прозрачности воздуха. Чем воздух более богат частичками пыли, тумана и проч. и чем, следовательно, он менее прозрачен, тем меньше его проводимость. Происходит это от того, что с помутнением атмосферы увеличивается запас ядер, адсорбирующих ионы; подвижность ионов сильно падает, а с нею понижается и проводимость. Интересно отметить, что проводимость во время тумана и мглы очень мала; так, напр., в Потсдаме во время сильного тумана часами можно наблюдать проводимость, равную 0.03×10^{-4} .

Соединяя в среднее наблюдения над проводимостью воздуха при различных давлениях, можно обнаружить, что более высокому давлению соответствует более низкая проводимость воздуха. Объясняется это тем, что при низких давлениях господствует преимущественно циклоническая погода; при такой погоде имеют место восходящие течения; эти течения, с одной стороны, способствуют выходу радиоактивной эманации из земных капилляров (см. ниже) и, следовательно, повышают степень ионизации воздуха; с другой стороны, они сопровождаются процессами конденсации, очищающими воздух от ядер, адсорбирующих ионы; все это ведет к повышению как удельного числа ионов, так и их подвижности, а, следовательно, и к повышению проводимости воздуха. Напротив того, высокое давление господствует при антициклонической погоде, которая со своими нисходящими течениями, накоплением пыли и мглы в нижних слоях атмосферы понижает проводимость воздуха. Изменения давления, особенно быстрые, резко сказываются на проводимости воздуха; понижающееся давление, сопровождающееся восходящими течениями и выступанием из почвы эманации, влечет за собою повышение проводимости, в то время, как повышающееся давление сопровождается обыкновенно понижением ее.

С повышением температуры воздуха и почвы, а также с повышением напряжения солнечной радиации повышается и проводимость воздуха. Непосредственное влияние на проводимость здесь будет главным образом со стороны температуры почвы (выделение радиоактивной эманации); повышение температуры воздуха сказывается на проводимости благодаря восходящим течениям. Что касается зависимости от солнечной радиации, то она сказывается не только через посредство температуры; здесь надо обратить внимание и на то, что напряжение радиации тем больше, чем чище воздух, а с прозрачностью воздуха повышается и проводимость. Непосредственного повышения проводимости под действием солнечной радиации (преимущественно ультрафиолетовой) можно ожидать лишь в высших слоях атмосферы.

Повышение абсолютной влажности сопровождается повышением проводимости; однако, здесь, повидимому, мы имеем влияние температуры, действующей в одном и том же направлении и на абсолютную влажность, и на проводимость. Относительная влажность оказывает лишь слабое влияние на проводимость, обусловленное, повидимому, уменьшением подвижности ионов с увеличением относительной влажности; это подтверждается тем, что влияние относительной влажности обнаруживается лишь при высоких ее значениях, близких к 100%.

Соответственно местным условиям (близость моря, соседство с крупными промышленными и населенными центрами, неравномерное распределение радиоактивных ионизаторов) иногда может сильно сказываться на проводимости и направление ветра.

Связь между проводимостью воздуха и напряжением поля. Вообще максимуму напряжения поля соответствует минимум проводимости. Особенно резко выражен обратный ход обоих элементов в годовом периоде; в суточных колебаниях эта связь не выступает так отчетливо. Однако указанное соотношение часто не оправдывается. Интересно отметить, что λ нередко обнаруживает резкие минимумы утром и вечером в ясные весенние и осенние дни; иногда за $1/4$ — $1/2$ часа она понижается наполовину и в то же время напряжение поля не изменяется; очевидно, в этих случаях происходит оседание на ионах водяных паров, понижающее проводимость, но не изменяющее поля. Напротив того, нередко замечаются сильные колебания поля при прохождении низких облаков, пыльных слоев, не сопровождающиеся изменениями прово-

димости. Точно также и во время тумана электрическое поле испытывает иногда сильные колебания, в то время как λ показывает постоянные малые значения.

Число ионов в атмосфере. Для характеристики электрического состояния атмосферы важно знать удельное число ионов, т. е. число ионов того и другого знака, содержащееся в единице объема. Для измерения числа ионов обычно применяется так наз. счетчик ионов Эберта. Принцип этого прибора сводится к тому, что определенный объем воздуха Q заставляют течь через цилиндрический конденсатор, у которого внешняя обкладка соединена с землею, а внутренняя заряжена положительно или отрицательно и соединена с электроскопом. Напряжение в конденсаторе должно быть взято достаточно высокое, чтобы все ионы надлежащего знака могли осесть на внутренней обкладке конденсатора и чтобы, как говорят, ток был насыщенным. Если емкость конденсатора C , первоначальное напряжение V_0 вольт и окончательное V_1 , тогда, так как 1 вольт $= \frac{1}{300}$ абс.

эл.-ст. ед., то, очевидно, потеря заряда равна $C \frac{V_0 - V_1}{300}$ абс. эл.-ст. ед.; эта потеря произошла от оседания на электроде всех ионов, содержащихся в Q см.³. Если n — число ионов в см.³, e — заряд каждого иона, то заряд всех осевших ионов равен enQ , поэтому

$$enQ = \frac{C(V_0 - V_1)}{300},$$

откуда $en = \frac{C(V_0 - V_1)}{300Q}$ абс. эл.-ст. ед.

При положительном заряде, очевидно, улавливаются отрицательные ионы, а при отрицательном — положительные. Иногда вместо удельного числа ионов n дают величину $J = en$, которую называют удельным зарядом ионов. В найденное выражение надо ввести поправку на потерю зарядов вследствие недостаточности изоляции и вследствие оседания вновь образующихся ионов. Для определения этих поправок достаточно найти потерю заряда, происходящую в неподвижном воздухе при закрытом конденсаторе. Относительно деталей прибора заметим, что в приборах нового типа применен электрометр Вульфа; цилиндрический конденсатор делается вертикальным; позади конденсатора имеется аспиратор для втягивания воздуха, существенную часть которого составляет турбина, приводимая в действие часовой пружиной; аспиратор протягивает в минуту от 100 до 600 литров воздуха; для определения количества протекшего газа служит малый анеометр. Имеются также счетчики ионов, приспособленные к регистрированию.

Существенным недостатком прибора Эберта является то, что он приспособлен к улавливанию лишь ионов обычной подвижности; тяжелые, малоподвижные в электрическом поле ионы по большей части не оседают на внутренней обкладке конденсатора; для улавливания их необходимо значительно большее напряжение поля внутри конденсатора или возможно большая длина внутреннего электрода.

В среднем, как показали наблюдения со счетчиком ионов Эберта, $J = en$ порядка 0.3 — 0.4 абс. эл.-ст. ед. на м.³ воздуха, что соответствует приблизительно 600 — 800 парам ионов обоого знака на см.³

воздуха. Обыкновенно преобладают положительные ионы. Приведем для примера средние значения J_+ и J_- на м.³ для некоторых пунктов:

Средний удельный заряд ионов в абс. эл.-ст. ед. на м.³

	J_+	J_-
Лапландия	0.38	0.33
Москва	0.34	0.30
Потсдам	0.37	0.30
Сентис (2500 м.)	0.43	0.13
Юнгфрау (3700 м.)	0.72	0.42
Атлантический океан	0.32	0.30
Тихий океан	0.20	0.20.

Что касается изменения удельного числа ионов с высотой, то воздушные поднятия показывают, что содержание ионов в первых 3000 м. над земной поверхностью почти не изменяется, колеблясь в пределах 0.2—0.4, и лишь в верхней границе этого слоя доходит до 0.4—0.5; далее с высотой J правильно возрастает, достигая на высоте 5—6 км. 1.0 абс. эл.-ст. ед. на м.³, т. е. около 1000 пар ионов на см.³.

Процессы конденсации сильно понижают число ионов; так, иногда в облаках значение J падает до 0.05; объясняется это тем, что ионы, осаждаясь на элементах облаков, делаются мало подвижными и, при протягивании воздуха через конденсатор, не успевают осесть внутри него. На вершинах гор обыкновенно находят сильное преобладание положительных ионов; это обусловливается сильным электрическим полем у вершин; под действием его положительные ионы скопляются здесь в преобладающем количестве. В свободной атмосфере, напротив того, число положительных и отрицательных ионов с высотой постепенно выравнивается.

Годовой период числа ионов в средних широтах простой: максимум летом, минимум зимою, т. е. такой же, как и для проводимости. Так, напр., для Москвы имеем: максимум в августе ($J_+ = 0.47$, $J_- = 0.38$) и минимум в январе ($J_+ = 0.17$, $J_- = 0.17$).

Суточный ход вообще не такой правильный и сильно зависит от местных условий; большинство наблюдателей находят двойной ход с максимумами в первые утренние и послеполуденные часы и с минимумами в дополуденные и вечерние часы. На морях, повидимому, имеет место простой суточный ход с малой амплитудой: дневные значения несколько больше ночных.

Что касается зависимости от различных метеорологических факторов, то и здесь при увеличении прозрачности воздуха замечается повышение числа ионов. Число ионов также повышается с повышением температуры, понижением давления и уменьшением относительной влажности. Объяснение зависимости числа ионов от этих факторов то же, что и для проводимости воздуха. Наконец, найдено, что с усилением электрического поля число ионов обыкновенно понижается.

Подвижность ионов. В искусственно ионизованном воздухе подвижность ионов порядка 1 см./сек. при поле в 1 вольт/см., причем для отрицательных ионов она несколько больше; в различных газах она различна. С понижением давления подвижность, как мы видели выше, повышается приблизительно обратно пропорционально давлению. При действии некоторых ионизаторов (ультрафиолетовые и катодные лучи, фосфор) образуются ионы, подвижность которых значительно меньше,

чем обычных ионов. Медленные ионы найдены Ланжевенон и в атмосферном воздухе (их подвижность в 3000 раз меньше, чем обычных ионов).

Измерения подвижности ионов атмосферного воздуха показали, что подвижность обычных ионов в атмосфере того же порядка, что и при лабораторных исследованиях. Приведем несколько примеров:

Подвижность обычных ионов в см./сек.

	w_+	w_-
Геттинген	1.36	1.63
Верхняя Австрия	1.02	1.25
Фрейбург	0.94	0.97
Давос	0.8	0.9
Атлантический океан	1.13	0.97
Тихий океан	1.30	1.31.

В среднем над сушей $w_+ = 1.08$ и $w_- = 1.22$. С увеличением относительной влажности подвижность уменьшается. Особенно резко сказывается действие фёна; подвижность может при этом повышаться вдвое. Наблюдения на воздушных шарах показали, что подвижность ионов быстро возрастает по мере поднятия; так, для высоты 3000 м. имеем $w_+ = 6-8$ см./сек. и $w_- = 4.6$ и для высоты 4000 м. $w_+ = 9.2$ и $w_- = 5.8$.

Повидимому, имеется суточный ход с максимумом подвижности ночью и минимумом около полудня.

Годового периода для подвижности пока не обнаружено.

Медленные ионы. Прибором Эберта мы можем пользоваться лишь для улавливания ионов обычной подвижности; большая часть медленных ионов проходит через конденсатор, не оседая на внутреннем электроде. Для улавливания тяжелых ионов необходимо медленное протягивание воздуха и сильное поле внутри конденсатора. Как мы уже видели, Ланжевену удалось обнаружить в атмосферном воздухе присутствие ионов двух родов: ионов обычной подвижности (порядка 1 см./сек.), а также ионов, подвижность которых в 3000 раз меньше.

Иногда число медленных ионов в 50 раз превосходит число обычных ионов. Однако, вследствие малой подвижности, они играют малую роль в проводимости атмосферного воздуха; даже и в наиболее благоприятных случаях лишь 1 — 2% проводимости обязано медленным ионам; но они должны оказывать большое влияние на напряжение электрического поля, если число положительных и отрицательных ионов различно.

Повидимому, тяжелые ионы образуются вследствие осаждения обычных ионов на различных твердых и жидких частичках, плавающих в нижних слоях атмосферы, особенно над большими городами.

Подобного же рода измерения были произведены Гоккелем и Поллоком. Последний нашел три типа ионов в атмосферном воздухе, которые для удобства можно назвать малыми, средними и большими ионами. Относительное число этих ионов для Сиднея следующее:

	Число ионов в см. ³	Подвижность.
Малые	0 — 157	1.0 — 1.8
Средние	200 — 1000	1/15 — 1/150
Большие	600 — 5500	1/1280 — 1/3370

О свободных зарядах в атмосфере. Разность $J_+ - J_-$, измеряемая помощью счетчика ионов, не представляет собою полного свободного заряда в испытуемом объеме воздуха, ибо, кроме обычных ионов, здесь могут быть медленные ионы обоого знака не в одинаковом числе. Для измерения свободных зарядов можно пользоваться методом Ланжевена; однако и в этом случае мы не уверены, что конденсатором уловлены все, даже и самые тяжелые ионы. Более надежным методом является метод Даундерера: измеряя разность потенциалов на различных высотах, мы можем вычислить изменение $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ на 1 м. поднятия

Это изменение, по теореме Пуассона, равно $-4\pi\rho$, где ρ — плотность свободного заряда в атмосфере. В. Н. Оболенский предложил измерять плотность свободных зарядов в атмосфере протягиванием определенного объема испытуемого воздуха через цилиндр, снабженный фильтрами и соединенный с электрометром; все ионы протягиваемого воздуха оседают в фильтре и заряд их может быть определен по степени заряжения электрометра. Помощью этого прибора им был произведен ряд измерений плотности свободных зарядов в Ленинграде. В среднем годовом ρ оказалось равным 0.0035 абс. эл.-ст. ед. на м.³ Максимум 0.0756 приходится на декабрь, минимум—0.2305 на сентябрь. Кроме того, обнаружен был суточный ход плотности свободных зарядов, сходный с ходом напряжения поля. Во время дождя свободные заряды воздуха были большею частью положительными и доходили до 11—12 абс. эл.-ст. ед. на м.³; во время снега преобладали отрицательные заряды, достигавшие во время метели до—5.

Вертикальные электрические токи в атмосфере. Мы видели, что земля заряжена отрицательно, атмосфера обладает электропроводностью. В результате должно появиться перемещение ионов обоого знака в противоположных направлениях; положительные ионы должны двигаться к земной поверхности, а отрицательные обратно. Устанавливается, таким образом, вертикальный электрический ток. Принимая за направление тока направление, в котором движутся положительные ионы, находим, что ток направлен к земной поверхности.

Если $\Delta V/\Delta n$ —падение потенциала и λ —удельная проводимость воздуха, то плотность тока будет $i = \lambda \frac{\Delta V}{\Delta n}$. Если принять $\Delta V/\Delta n$ равным 100 вольт/метр, т. е. 1/300 абс. эл.-ст. ед. на 1 см. и $\lambda = 2.10^{-4}$, тогда

$i = 6.7 \times 10^{-7}$ абс. эл.-ст. ед. $= 2.2 \times 10^{-16}$ ампер/см.². Таков порядок величины вертикального тока, проходящего через горизонтальное сечение, равное 1 см.². Таким образом, одновременные наблюдения $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ и λ позволяют найти плотность вертикального проводящего тока.

Существуют, однако, и непосредственные измерения этого тока. Так, когда еще не были выработаны точные методы измерения λ , Эберт произвел измерение i в Мюнхене следующим образом: на открытой равнине, была поставлена изолированно горизонтальная жестяная пластина в 2 м.² площадью; пластина эта была покрыта растительностью, так что по внешнему виду мало отличалась от окружающей почвы. Сначала пластина отводилась к земле; после того, как она приняла потенциал земли, она оставалась в течение нескольких минут изолиро-

ванной и наконец разряжалась через баллистический гальванометр. Таким образом им было найдено

$$i_+ = \lambda_+ \frac{\Delta V}{\Delta n} = 1.7 \times 10^{-16} \text{ ампер/см.}^2.$$

На том же принципе был построен прибор Вильсоном а также Лютцем; имеются также приборы, дающие автоматически запись вертикального тока.

Приведем значения i , λ и $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ для различных мест наблюдения:

	i амп./см. ²	λ	$\Delta V/\Delta n$
Исландия	3.0×10^{-16}	3.0×10^{-4}	90
Слущк	3.5 "	2.1 "	189
Потсдам	2.2 "	0.8 "	260
Мюнхен	2.0 "	0.9 "	188
Давос	2.3 "	2.8 "	95.

Так как малым значениям λ соответствуют большие значения напряжения поля, то i , измеряемое произведением этих величин, отличается сравнительным постоянством. Вертикальный ток обнаруживает простой годовой ход с максимумом зимою и минимумом летом; так, для Мюнхена максимум имеет место в январе и равен 2.7×10^{-16} и минимум в июле 1.1×10^{-16} амп./см.².

Суточный ход резче выражен летом, нежели зимою. Летом замечается в Слущке резкий минимум около полудня и максимум ночью. Зимою в Слущке в ясную погоду суточные колебания незначительны. В Давосе в течение всего года наблюдается такой же ход, как в Слущке летом, причем амплитуда суточного хода значительно больше.

Большое влияние на i оказывает бо́льшая или меньшая прозрачность воздуха; пыль, дым, туман, особенно сухой, сильно понижают i ; это видно из наблюдений в Мюнхене:

	Ясно.	Пасмурно.	Сильная мгла.	Туман.
i_+	1.8×10^{-16}	1.3	0.9	1.0.

Вертикальный ток находится также в тесной зависимости от изменений давления; с повышением давления значения i понижаются и обратно, что видно из следующей таблички для Мюнхена:

	i_+
Барометр повышается	1.24×10^{-16}
" не изменяется	1.41 "
" падает	1.55 "

Наблюдения Гердиена в свободной атмосфере обнаружили, что вертикальный ток отличается относительным постоянством: в то время, как до высоты 6 км. $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ и λ изменялись в отношении 1:25 и 1:27, напряжение тока колебалось в пределах 1:4.

Иногда ток может иметь направление и вверх; это может быть во время дождя, грозы и т. д., когда $\frac{\Delta V}{\Delta n}$ принимает отрицательное значение. При грозах и шквалах наблюдается значительный градиент потенциала и в горизонтальном направлении, что может обусловить и горизонтальную слагающую в электрическом токе атмосферы.

В атмосфере постоянно имеются свободные электрические заряды; горизонтальные и вертикальные воздушные течения переносят их в различных направлениях, и таким образом создаются в атмосфере конвекционные электрические токи.

Наконец, капельки дождя, градины, снежинки обыкновенно несут с собою значительные электрические заряды. При своем падении на землю они могут давать интенсивные токи, сильно превосходящие нормальные вертикальные токи проводимости.

Электрические явления во время грозы. Огни св. Эльма. В нижних слоях нашей атмосферы, при высоком напряжении поля, наблюдаются иногда видимые истечения электричества из острий, так наз. огни св. Эльма; наблюдаются они, главным образом, во время гроз и шквалов и при том не только летом, но и зимою во время снежных бурь. Наиболее заметны они на громоотводах, остриях мачт и сопровождаются иногда треском. Чаще всего они наблюдаются на вершинах гор (сильное напряжение поля), причем истечение электричества замечается не только из скал, зданий, но и из животных. По характеру светового явления можно судить, происходит ли истечение положительного или отрицательного электричества; в первом случае кисти более широки и интенсивны; во время гроз часто замечается перемена знака истекающего электричества. Во время дождя чаще наблюдаются отрицательные огни, во время града и крупы — положительные; при снеге, особенно пылеобразном, преобладают отрицательные огни, при крупных хлопьях снега знак огней большею частью положительный.

Молния и гром. Во время гроз электрические явления обыкновенно достигают значительного напряжения. В этом случае происходят мощные электрические разряды, сопровождающиеся молнией различного вида.

Если между облаком и землею или между облаками устанавливается большая разность потенциалов, то между ними происходит искровой разряд с целым рядом разветвлений; это — так называемая линейная молния. Рис. 246 дает нам фотографию спектра молнии; внизу дан спектр электрической искры в воздухе в лабораторных условиях. Спектр подобной молнии линейный, состоящий из линий азота, кислорода, водорода и благородных газов. Цвет ее, если земля служит анодом — красноватый; если же земля — катод, то голубоватый; иногда в передней части области, охваченной грозою, наблюдаются красноватые, в задней — голубоватые молнии. Длина молнии между землей и облаком редко превосходит 2—3 км., но молнии между облаками достигают иногда 10 км. и более. Заметим, что иногда наблюдаются молнии от облака к голубому небу, если в этом направлении имеется значительный запас свободных зарядов. Фотографии молний обнаруживают, что обыкновенно по одному и тому же пути, иногда перемещаемому ветром, быстро следуют один за другим отдельные разряды, все более и более интенсивные, заканчивающиеся наконец искровой молнией. Рис. 247 и 248 дают нам снимки одной и той же молнии; первый дает фотографию молнии, снятую помощью неподвиж-

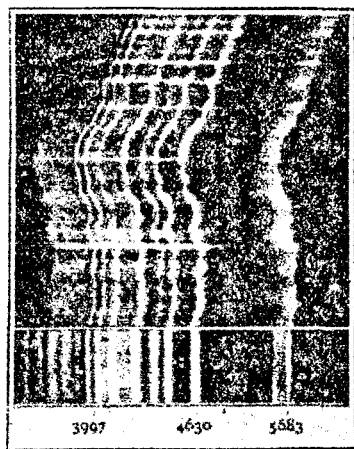


Рис. 246. Спектр молнии.

ной камеры, второй — помощью вращающейся; нетрудно видеть, что одна молния, идущая почти вертикально, представляет собою одиночную молнию, тогда как вторая молния с изгибами повторяется пять раз, сначала с разветвлениями, а затем без них. Длительность разряда иногда очень мала (около 0.0002 секунды), иногда же, если молния состоит из ряда последовательных разрядов, то длительность ее достигает секунды и более. Исследования над направлением намагничивания встречающихся в земной коре намагниченных базальтов показывают, что в 65 случаях из 100 разрядный ток идет от земли к облаку.

Другая форма молнии — плоская молния; спектр ее уже полосатый, состоящий главным образом из полос азота; плоские молнии наблюдаются не только при грозовых облаках, но и при слоистых и

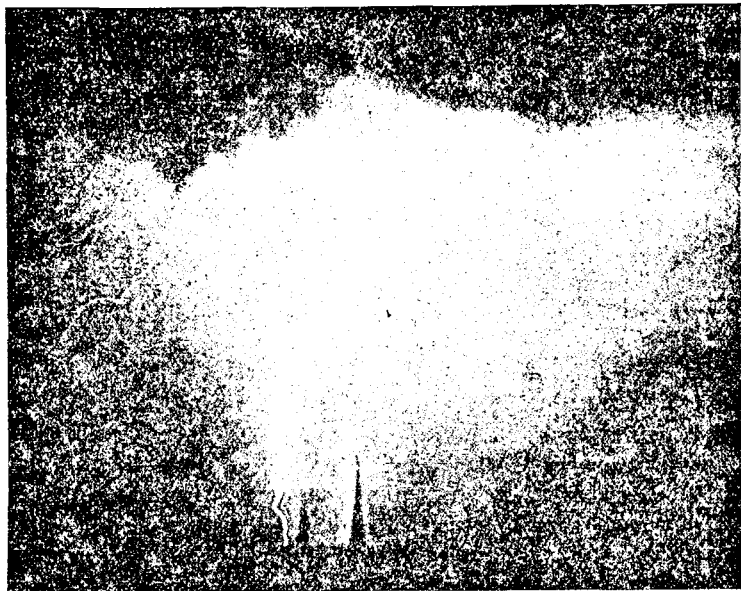


Рис. 247. Фотография молнии.

даже при почвенном тумане. Часто они не сопровождаются громом такие молнии называют зарницей. Повидимому, в последнем случае мы имеем дело с тихими разрядами внутри облака или отблесками отдаленной грозы.

Третья форма молнии — шаровая молния; она представляет собою огненный шар различной окраски, величиною то с голову, то с кулак, перемещающийся с умеренной скоростью; шаровая молния может проникнуть и внутрь зданий. Иногда она исчезает бесшумно, но иногда разрывается с треском. Явление может длиться от нескольких секунд до полминуты. Шаровые молнии над облаками достигают иногда нескольких метров в диаметре. Часто они наблюдаются непосредственно за линейными молниями. Шаровые молнии — форма довольно редкая.

Наиболее редкая форма разряда — четочные молнии. Это, повидимому, переходный тип от линейных к шаровым молниям.

С ионной точки зрения происхождение молний можно объяснить следующим образом: когда в облаках накопились значительные заряды, а на земной поверхности наведены соответствующие заряды противу-

положного знака, то над остроконечными проводниками и выступающими частями земной поверхности получаются сильные напряжения поля; ионы, двигаясь с большими скоростями, при столкновении с молекулами воздуха, расщепляют их и повышают число ионов; проводимость возрастает настолько, что начинаются истечения из остриев, т. е. огни св. Эльма. При значительном запасе электричества получаются пламенеобразные свечения (интенсивные огни св. Эльма). Кратковременные тлеющие разряды между частями облаков, обладающими достаточной плотностью зарядов, дают расплывчатые молнии; здесь новообразование ионов идет медленно и разряд быстро прекращается.

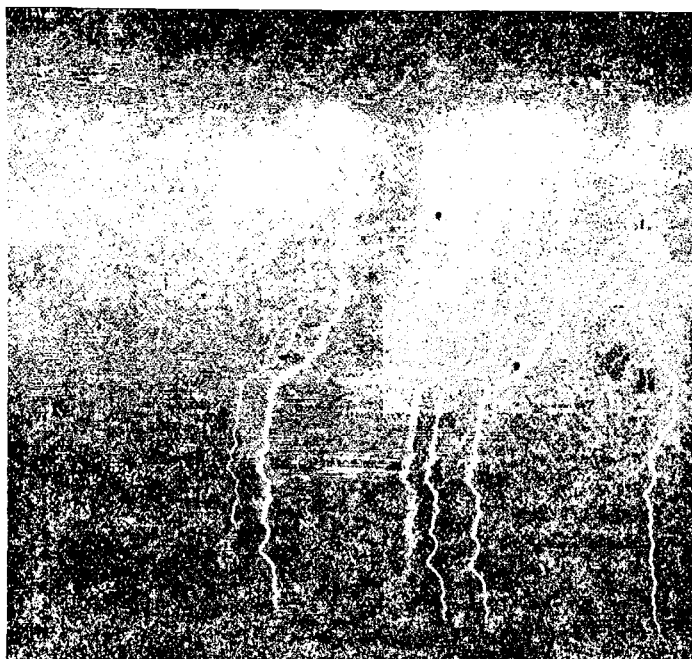


Рис. 248. Фотография молнии.

Если же возобновление зарядов идет достаточно быстро, то следующие друг за другом разряды, ионизуя на своем пути воздух, готовят разрядный канал, в котором затем происходит разряд в виде линейной молнии. Если развивающиеся заряды велики, то в канале, образованном линейной молнией, происходит длительный, почти непрерывный электрический ток (переход от кистевого разряда к дуговому); такие длительные разряды, как показали лабораторные опыты в малом масштабе, дают начало шаровым и четкообразным разрядам, состоящим из пространственно отделенных, слоистых, светящихся масс, могущих медленно перемещаться.

Как всякий электрический разряд, молния сопровождается образованием окислов азота и озона; возможно также и образование аммиака, причем необходимым для этого водород получается благодаря разложению дождевых капелек или водяного пара. Химические действия электрических разрядов могут играть большую роль в тех странах, где, как напр. под тропиками, часты интенсивные грозы; здесь продукты химического действия разрядов могут повышать плодородие почвы и способствовать урожаю.

Действие молнии нередко оказывается очень разрушительным; молния иногда разрушает печные трубы, стены домов; она сдирает кору с деревьев, раскалывает и разбивает их в щепки; происходит это вследствие внезапного перехода в парообразное состояние древесных соков и других веществ. Электрические провода под действием молнии плавятся и испаряются. Молния нередко сопровождается горением деревьев, плавлением кирпичей и камней, плавлением и даже улетучиванием металлов; ударяя в песок, молния вызывает плавление песка, причем образуются трубчатые тела, так наз. фульгуриты.

Молния ударяет чаще всего в наиболее возвышающиеся и более проводящие предметы на земной поверхности (башни, колокольни, отдельные деревья и проч.); иногда возможны при этом боковые разряды и разветвления молнии; молния перескакивает с одного проводника на другой, напр., с громоотвода на газовые или водопроводные трубы; соседство больших металлических масс очень опасно. Вообще благоразумнее быть во время грозы внутри здания, особенно, если здание имеет металлическую крышу, надежно соединенную с землею или если оно снабжено громоотводом. В открытых местах безопаснее оставаться в долине, чем на холме; опасно искать защиту под отдельно стоящим деревом; чем выше дерево, тем, при прочих равных условиях, больше опасность. Слишком высокое дерево представляет опасность даже и в лесу. Вообще наиболее поражаются молнией те древесные породы, которые имеют широко развитую корневую систему, напр., белая акация, или те, у которых главные корни идут глубоко в землю, напр., сосна. Объясняется это тем, что эти породы лучше всего соединены с землею и представляют наименьшее электрическое сопротивление. Согласно наблюдениям в средней Европе, хвойные деревья страдают от молнии реже, чем лиственные; из лиственных чаще других подвергается действию молнии дуб.

Если сильная гроза застает в поле, то рекомендуется иметь смоченную одежду, так как смоченная материя проводит электричество лучше, а сухая хуже, чем человеческое тело; в крайнем случае, следует лечь на мокрую почву. В случае поражения молнией следует прибегнуть к искусственному дыханию в течение часа и более, защищая тело от холода.

Во время грозы значительную опасность представляют также так наз. возвратные удары. Эти удары могут образовываться следующим образом: если над данным местом надвигается туча, несущая сильный электрический заряд, то в ближайших к ней проводниках происходит, благодаря электростатической индукции, разделение положительных и отрицательных зарядов; если затем произойдет разряд между этой тучей и соседним облаком, то быстрое изменение потенциала тучи, напр., понижение ее потенциала почти до нуля, сопровождается мгновенным переходом зарядившихся благодаря индукции проводников в естественное состояние; в организме человека этот мгновенный переход в естественное состояние сопровождается таким же действием, как разряд грандиозной лейденской банки, и может вызвать смерть без всяких наружных следов.

Интересно выяснить, какое количество электричества несет с собою молния. Для этого необходимо знать продолжительность разряда и силу тока. Продолжительность полного разряда нескольких последовательных молний можно считать равной 0.01 сек. Для определения силы тока во время молнии, Поккельс воспользовался остроумным методом: он измерял степень намагничивания базальта вблизи места разряда молнии и сравнивал со степенью намагничивания, получаемой

в лабораторной обстановке. Согласно этим исследованиям, порядок тока можно оценить до 100000 ампер. Того же порядка ток получается из вычислений на основании размеров разрушения и плавления громотводных острий. Отсюда находим, что молния дает количество электричества порядка 1000 кулонов; это количество электричества чрезвычайно велико; так, напр., для разложения 1 гр. воды требуется всего лишь 0.084 кулона.

Как всякая значительная электрическая искра сопровождается треском, так и молния обычно сопровождается более или менее интенсивным громом. Наблюдатель сначала видит молнию и только по прошествии некоторого времени до него доносится гром; происходит это оттого, что звук распространяется не мгновенно, но со скоростью порядка 300—350 м. в секунду. Молния, ударяющаяся в землю недалеко от наблюдателя, сопровождается обычно резким, оглушительным ударом; более отдаленные молнии, происходящие при разрядах между облаками, обычно сопровождаются длительными раскатами грома; эти раскаты представляют собою ничто иное, как эхо, происходящее вследствие отражения звука от облаков и других предметов; кроме того, как мы видели, при грозовом разряде может иметь место разветвление молнии; при значительной длине и разветвлении молнии гром от отдельных частей ее может достигать до наблюдателя не одновременно. Самый же гром, очевидно, обусловлен сильным нагреванием воздуха вдоль разрядного канала искры; это нагревание так интенсивно и создается так быстро, что подобно взрыву, сопровождается волной сгущения, переходящей в звуковую волну. Такие волны сгущения при электрической искре и их отражения отчетливо обнаруживаются на фотографиях. Район слышимости грома редко превосходит 25 км.; обычно слышимость его не больше 10 км.

Громоотводы. Для предохранения зданий от действия грозового разряда применяются громоотводы. Первоначально в качестве громотводов пользовались высокими железными стержнями с наконечниками из неокисляющегося металла, соединенными с землею; такие громоотводы устанавливались над зданием. Громоотводу приписывают двоякое действие: 1) при прохождении над ним тучи, в нем может происходить вследствие индукции разделение электрических зарядов, причем электричество одного знака с электричеством тучи уходит в землю, тогда как электричество противоположного знака стекает через острие в воздух и постепенно разряжает тучу; 2) если указанное воздействие громоотвода оказывается недостаточным, то происходит разряд, который по громоотводу направляется непосредственно в землю. Более совершенными громоотводами являются такие, в которых защищаемое здание окружено сетью проводов, тщательно соединенных с землею; все значительные металлические массы, находящиеся вне и даже внутри здания, также должны быть тщательно соединены с указанной выше системой проводников и отведены к земле; молниеприемниками при этом служит не один высокий стержень, а ряд пучков проволок, выступающих сравнительно невысоко над крышею, или поднимающиеся части крыши; эти выдающиеся вверх части должны быть также самым тщательным образом соединены с системой проводов. Громоотвод должен быть надежным образом отведен к земле; самым надежным считают присоединение его к системе водопроводных труб, проложенных в земле, или же соединение через ряд разветвлений с грунтовыми водами.

Теории грозового электричества. Несмотря на огромное внимание, какое привлекали к себе грозовые разряды в атмосфере, до сих пор

нет еще удовлетворительного объяснения этих явлений. Остановимся здесь лишь на двух теориях. Одна из них была предложена Вильсоном и развита Гердиеном. Сущность ее сводится к следующему: известно, что для образования в влажном воздухе капелек воды необходимо присутствие в нем ядер конденсации, на которых могли бы оседать пары. Подобными ядрами конденсации могут служить в атмосфере ионы, причем для конденсации паров на отрицательных ионах потребно 4-кратное пересыщение, а для конденсации на положительных ионах — даже 6-кратное. Благодаря сильным восходящим течениям влажного воздуха и отсутствию в верхних слоях других ядер конденсации, воздух достигает здесь учетверенного пересыщения парами, и начинается образование капелек на отрицательных ионах; при дальнейшем поднятии и охлаждении воздуха пересыщение не может возрастать значительно; этому препятствует постоянный расход паров на конденсацию вокруг отрицательных ионов; лишь в редких случаях может наступить такое пересыщение, при котором конденсация начинается и на положительных ионах. Благодаря этому процессу происходит разделение зарядов: отрицательные ионы будут удалены с падающими каплями, а положительные ионы будут подниматься восходящими течениями. Таким образом здесь могут образоваться значительные разности потенциалов, сопровождающиеся электрическими разрядами. В осадках же должны преобладать отрицательные заряды, что и согласовалось с прежними наблюдениями. Однако изложенная гипотеза была оставлена после того, как дальнейшие наблюдения не подтвердили преобладания в осадках отрицательных зарядов.

Симпсон дал новую теорию; как указано выше (стр. 278), при восходящих течениях должно иметь место разбрызгивание капель, если диаметр их более 5 мм. При таком разбрызгивании капель происходит разделение зарядов: вода получает положительный заряд, а окружающий воздух — отрицательный; отрицательное электричество со своими носителями увлекается воздушными течениями вверх. Однако, отрицательные ионы не могут долгое время оставаться изолированными; они диффундируют к облачным элементам, содержащимся в восходящих течениях, и дают отрицательно заряженные капли.

Теория Симпсона была развита и углублена Ленардом, показавшим, что при разбрызгивании капелек получаются более крупные капли, заряженные положительно, и более мелкие, заряженные отрицательно. Положенные в основу той и другой теории электрические явления могут играть значительную роль в образовании электричества туч. Но они все же не могут объяснить происхождения таких мощных электрических напряжений, какие необходимы для образования молнии и электрических разрядов в атмосфере.

Полярные сияния. Полярные сияния представляют собою еще не вполне выясненную форму свечения в высших слоях атмосферы, имеющую место главным образом в полярных странах. Рис. 249 и 250 воспроизводят фотографии полярных сияний, сделанные Стермером. Паульсен дает следующую классификацию полярных сияний:

1) Полярные сияния нелучистой структуры: а) дуги, наподобие радуг, снизу ограниченные темным сегментом, б) неопределенные облакообразные, светящиеся образования, в) диффузное свечение.

2) Полярные сияния лучистой структуры; иногда они в виде радиальных лучей исходят из полярной дуги; иногда же они идут в виде почти параллельных лучей, образуя полосы или так наз. драпри или занавесы; часто лучи бывают очень интенсивными, достигают

значительной длины, но вследствие перспективы кажутся не параллельными, а сходящимися в одной точке, образуя так наз. корону.

Полярные сияния первой категории обыкновенно обладают большим протяжением в горизонтальном направлении; они сравнительно устойчивы, форма их не изменяется и они не сопровождаются магнитными пертурбациями: напротив того лучистые сияния отличаются подвижностью, изменчивостью очертаний и сопровождаются магнитными возмущениями.

Географическое распределение полярных сияний обыкновенно изображают изохазами (линиями одинаковой повторяемости сияний); эти линии (рис. 251) в северном полушарии представляют собою замкнутые кривые вокруг полюса, причем центр их смещен к Гренландии. Изохазма наибольшей повторяемости (более сотни сияний в год) идет вдоль северного берега Азии (75° с. ш.), вдоль Америки (70° — 60° с. ш.) и несколько южнее Гренландии (60° с. ш.), Исландии и Нордкапа. К северу и югу от этой линии повторяемость полярных сияний уменьшается; в зоне наибольшей повторяемости сияний полярные сияния наблюдаются одинаково часто как в южной части неба, так и в северной; на севере от нее сияния чаще наблюдаются на южной части небесного свода, а на юге от нее—на северной части.



Рис. 249. Фотография полярного сияния.

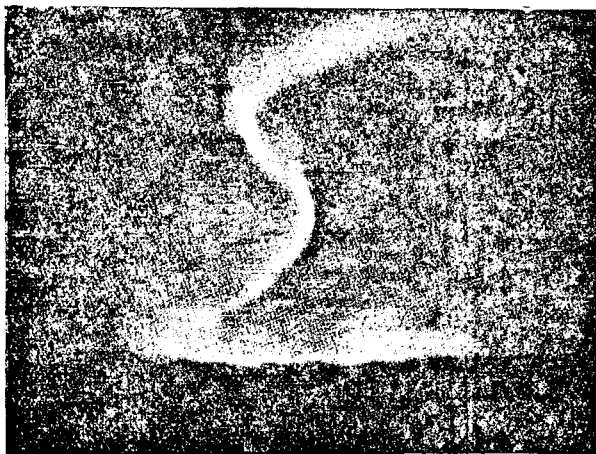


Рис. 250. Фотография полярного сияния.

Высота полярных сияний в виде дуг доходит до 500 и даже 750 км. Для остальных видов сияний, согласно измерениям Вегарда и

Крогнеса, нижняя граница лежит в среднем на высоте 110 км. (от 70 до 130 км.), верхняя граница для лучей составляет в среднем 250 км., а для драпри 175 км. Отсюда находим, что вертикальная протяженность первых около 140 км., вторых—около 65 км.

Иногда полярные сияния достигают весьма интенсивного развития; они сопровождаются при этом значительными магнитными бурями, наблюдающимися по всему земному шару; обычно они связаны с про-

хождением группы солнечных пятен через центральную часть солнечного диска. Примером такого сияния может служить полярное сияние лучистой структуры, наблюдавшееся ночью 22—23 марта 1920 года; оно было видимо в Европе, Америке и в Австралии и при том не только в полярных странах, но и на значительном протяжении в умеренных широтах. Лучи полярного сияния охватывали небесный свод от зенита до горизонта. Тщательные измерения Стермера показали, что верхняя граница лучей достигала 600 км., а вертикальная протяженность их доходила до 500 км.

Что касается годового хода полярных сияний, то наибольшая повторяемость их для высших широт—зимою, наименьшая—летом; для более низких широт замечаются два максимума повторяемости—весною

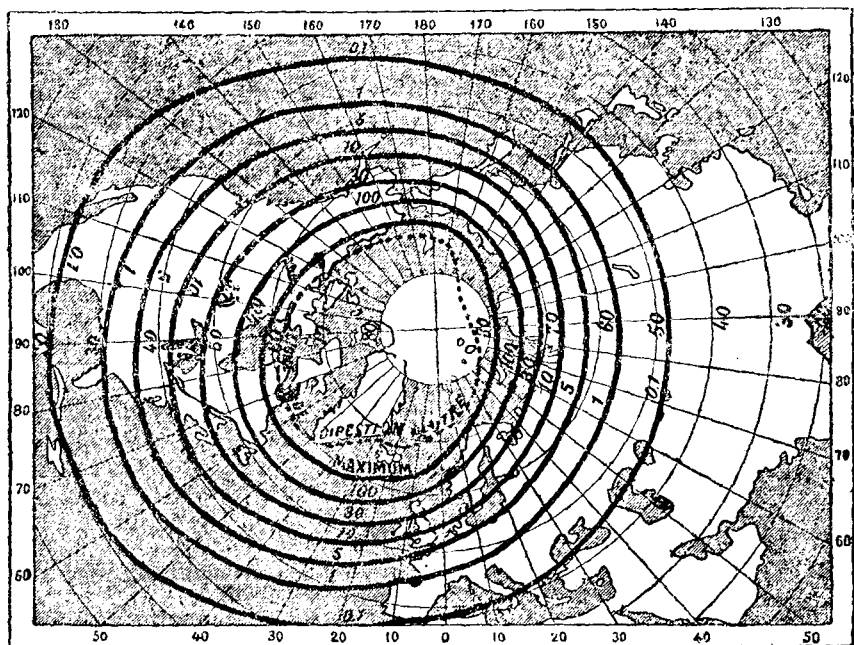


Рис. 251. Географическое распределение полярных сияний.

и осенью и два минимума—зимою и более глубокий летом. Суточный ход в высших широтах мало выражен, ибо полярные сияния имеют большое протяжение и видны сразу в различных пунктах, имеющих различное местное время. В средних широтах, где имеется смена дня и ночи, на суточный ход повторяемости сияний оказывают влияние условия их видимости, так что получается вообще максимум в первую половину ночи, все более запаздывающий по мере увеличения широты. Из более длинных периодов ясно выражен 26-дневный период, соответствующий вращению солнца около оси, и 11-летний период, совпадающий с периодом солнечных пятен; при этом ход повторяемости полярных сияний и ход числа пятен параллельны.

Заметной связи с электрическими явлениями нижних слоев атмосферы не установлено, но, как сказано выше, сияния лучистой структуры сопровождаются магнитными возмущениями, причем эти возмущения как бы вызываются электрическими токами, идущими в направлении от земли.

Спектры полярных сияний—линейные. Так как газы, составляющие атмосферу, распределены в вертикальном направлении неравномерно и с высотой все более увеличивается процентное содержание более легких газов, то и спектры полярных сияний, расположенных в различных ярусах атмосферы, неодинаковы; в то время, как наиболее низко расположенные сияния, а также и нижние края одного и того же сияния имеют в своем спектре не только линии азота, но и линии кислорода и благородных тяжелых газов (аргона, криптона и др.), в полярных сияниях, расположенных выше, все более и более берет перевес азот, причем появляются также линии водорода и гелия. Но кроме линий, соответствующих известным газам в атмосфере, имеется характерная линия, соответствующая 557 μ ; о ней было уже сказано выше (стр. 23). Цвет полярных сияний большею частью беловатый с различными оттенками, преимущественно желтыми, красными, зелеными, реже голубоватыми и фиолетовыми. Свет полярных сияний не поляризован.

Теория полярных сияний. Переходя к объяснению полярных сияний, заметим, что до конца 19-го века предложено было более сорока теорий полярных сияний; но все эти теории—оптические, космические, магнитные, электрические и электромагнитные — не могли удовлетворительно объяснить этого сложного явления природы и в настоящее время могут представлять только исторический интерес. Лишь в течение последних лет, благодаря преимущественно трудам скандинавских исследователей, вопрос о выяснении природы полярных сияний поставлен на строго научную почву.

Впервые Паульсен высказал мысль, что полярные сияния суть явления, аналогичные свечению разреженного воздуха в разрядных трубках, и что они суть ни что иное, как свечение верхних слоев атмосферы под влиянием лучей, по свойствам своим аналогичных катодным лучам.

В настоящее время общим признанием пользуется теория Стермера и Биркеланда. Согласно их теории, раскаленная поверхность солнечной фотосферы должна испускать в значительном количестве катодные лучи или потоки электронов; подобные лучи могут испускать и радиоактивные вещества, несомненно имеющиеся на солнце. В периоды усиленной солнечной деятельности, когда громадные массы выбрасываются на значительные расстояния, эти лучи могут выходить из сферы действия солнца и попадать в земную атмосферу. Прохождение их через воздух должно сопровождаться полярными сияниями. Биркеланд путем опытов показал, что эти катодные лучи, отклоняясь под действием магнитного поля земли, могут попадать и на ночную неосвещенную сторону земли: в громадной разрядной трубке (около 70 литров емкости) против катода помещался шар из мягкого железа, обмотанный проволокой, по которой можно было пропускать электрический ток и вызывать вокруг шара магнитное поле; шар этот был заключен в латунную оболочку, покрытую веществом, фосфоресцирующим под действием катодных лучей; он служил моделью земли с ее магнитным полем и был назван «тереллой». Если магнитное поле не возбуждалось, то катодные лучи вызывали равномерное свечение стороны тереллы, обращенной к катоду; но как только возбуждалось магнитное поле, картина резко менялась: свечение сосредоточивалось вблизи полюсов тереллы, причем катодные лучи могли попадать иногда и на сторону, противоположную катоду.

Но теоретически обосновал теорию происхождения полярных сияний под действием катодных лучей, испускаемых солнцем, Стермер.

Задача, поставленная Стермером, состояла в вычислении траэкторий наэлектризованных частичек, движущихся в магнитном поле земли; при этом Стермер делает ряд простейших допущений, значительно облегчающих вычисления. Для нас представляют интерес частички, проходящие вблизи земли. Понятие о траэкториях этих частичек дает рис. 252; масштаб рисунка таков, что земля представляется в виде очень маленького кружка в центре рисунка; магнитная ось земли направлена вертикально; зачерненные части рисунка представляют области, недоступные для рассматриваемых частичек; пространственная форма доступных областей получается вращением плоской фигуры около вертикальной оси, проходящей через центр земли; они имеют таким образом вид колец, расположенных около магнитных полюсов земли.

Дальнейшие вычисления Стермера показали, что если взять какую-нибудь точку на солнечной поверхности, то из бесконечного множества траэкторий до земли достигают лишь немногие из них.

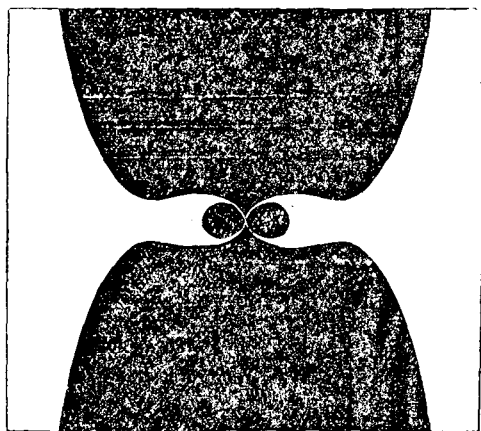


Рис. 252. Области, доступные для катодных лучей солнца.

Направления, по которым должны быть выброшены для этого частички из центра испускания, Стермер называет благоприятными направлениями. Траэктории, достигающие земли, как показывают вычисления, по мере приближения к земле, все ближе и ближе совпадают с направлением силовой магнитной линии, лежащей по середине соответствующей роговидной области. Частицы, вышедшие из отдаленной точки по направлениям, очень близким к благоприятному направлению, дают пучек траэкторий, вьющихся винтообразно вокруг траэктории луча благо-

приятного направления, причем завитки, по мере приближения к земле, сгущаются и заполняют всю роговидную доступную область. Совокупность всех этих траэкторий представляет „луч полярного сияния“, ориентированный, очевидно, по силовой линии магнитного поля. Вид траэкторий, а также благоприятные направления в высокой степени зависят от положения излучающей точки относительно магнитной оси земли. Это обстоятельство объясняет поразительную изменчивость и беспокойство и так наз. „танец лучей“ при магнитных возмущениях, так как магнитные бури вызывают быстрые, хотя и незначительные, изменения направления магнитной оси земли.

Стермеру удалось объяснить и происхождение полярных сияний в форме драпри. Положим, что солнечное пятно, имеющее овальную форму, выпускает цилиндрический пучек заряженных частичек. Этот пучек в магнитном поле земли деформируется и в сечении с некоторой концентрической с земной поверхностью сферой дает слабо извивающуюся длинную и неширокую ленту, ориентированную перпендикулярно к магнитному меридиану (в качестве концентрической с землею сферы Стермер берет сферу радиусом в 7000 км., соответствующую наибольшей высоте полярных сияний, считая от центра земли). Заметим, что ширина этой ленты хорошо согласуется с действительно наблюдаемой шириною драпри. Если солнечное пятно испу-

скает лучи не по одному направлению, а по направлениям, заключающимся внутри некоторого конуса, то тогда пучек лучей разлагается в магнитном поле земли на ряд пучков, дающих несколько параллельных друг другу драпри.

Далее нетрудно вычислить и географическую широту зоны наибольшей повторяемости полярных сияний; это будет широта кольца, образованного пересечением сферы радиусом в 7000 км. с доступной для частиц, идущих от солнца, областью. Но теоретическая широта оказалась больше действительной; в виду этого Стермер обратил внимание на одну характерную особенность в опытах Биркеланда. Опыты Биркеланда показали, что вокруг „тереллы“ при некоторых условиях образуется кольцо катодных лучей в плоскости экватора; такое кольцо заряженных частичек может образоваться и вокруг земного экватора, причем это кольцо должно обусловить круговой ток, деформирующий магнитное поле земли. В виду этого Стермер в дальнейших вычислениях принял в расчет влияние этого кольца на магнитное поле земли и заново вычислил форму доступных областей и виды траекторий. В результате оказалось, что теоретическая зона максимума повторяемости сияний оказалась близко совпадающей с наблюдаемой. Когда круговой ток, обусловленный вращением этого кольца совместно с земным шаром, достигает известного напряжения, то он оказывает сильное влияние на пути катодных частичек, вследствие чего последние могут проникать и в более низкие широты; в результате полярные сияния могут проявляться в средних и нижних широтах; это же кольцо производит, конечно, и магнитные возмущения. Этим объясняется следующий факт: в то время, как полярные сияния, развивающиеся в полярных странах, часто не сопровождаются бурями, сияния, наблюдаемые в средних и нижних широтах, сопровождаются магнитными возмущениями. Заметим, наконец, что Стермеру удалось показать, что длина луча полярного сияния пропорциональна абсолютной температуре соответствующего атмосферного слоя. Измеряя длины лучей помощью своих фотографий, Стермер нашел, что на высоте около 160 км. температура воздуха должна быть между -150° и -210°C .

Ионизаторы и электризаторы атмосферы. В настоящее время открыто достаточное число ионизаторов, поддерживающих атмосферу в проводящем состоянии. Наиболее мощными ионизаторами являются радиоактивные вещества, содержащиеся как в земной коре, так и в атмосфере. Прочие ионизаторы играют лишь ничтожную роль, по крайней мере в нижних слоях атмосферы, и имеют большею частью лишь местное значение.

Так, Ленард нашел, что при разбрызгивании пресной воды, напр., вблизи водопадов или во время дождя, сами капельки воды оказываются положительно заряженными, а окружающий воздух наделяется отрицательными ионами. Напротив того, морская вода при разбрызгивании, во время прибоя или сильного волнения, принимает отрицательный заряд, а окружающий воздух наделяется положительными зарядами. Этим, быть может, объясняются высокие значения поля во время морского прибоя на берегу. Подобного рода электризация имеет, очевидно, лишь местное значение.

Чтобы выяснить роль ультрафиолетовых лучей солнца, следует иметь в виду, что ультрафиолетовые лучи вообще могут оказывать двойное действие: 1) Фотоэлектрическое действие на поверхности твердых и жидких тел, состоящее в том, что большинство отрицательно заряженных или нейтральных поверхностей, при освещении их ультрафиолетовыми лучами, излучают электроны в окружающее пространство,

наделяя его таким образом отрицательными ионами. 2) Ионизирующее действие на газы; активными лучами в этом случае являются ультрафиолетовые лучи весьма малой длины волны, так наз. Шумановские лучи.

Солнечные лучи на своем пути через земную атмосферу могут вызывать ионизацию лишь в самых верхних, преимущественно водородных слоях. По мере проникания вглубь атмосферы, Шумановские лучи быстро поглощаются, ионизирующее их действие на основные газы атмосферы быстро падает и еще задолго до вступления в тропосферу солнечные лучи могут оказывать действие только на различные газообразные примеси к атмосфере (аммиак и проч.), которые ионизируются и под действием менее преломляемых ультрафиолетовых лучей. При вступлении в тропосферу солнечные лучи встречают раньше всего плавающие ледяные кристаллики перистых облаков; на лед могут действовать фотоэлектрически и менее преломляемые ультрафиолетовые лучи; в виду этого возможно, что перистые облака могут наделять атмосферу отрицательными ионами, сами же получать положительный заряд. На воду действуют лишь наиболее преломляемые ультрафиолетовые лучи, каких на высоте водяных облаков ожидать нельзя. Далее на пути встречаются твердые и жидкие ядра различного происхождения и различного химического состава. В зависимости от своего состава, они могут оказываться чувствительными к ультрафиолетовым лучам солнца; тогда, очевидно, под действием солнечной радиации окружающий воздух окажется снабженным отрицательными ионами обычной подвижности; сами же ядра со своими положительными зарядами должны дать массивные положительные ионы. Наконец, солнечные лучи достигают земной поверхности; морская поверхность вовсе нечувствительна к ультрафиолетовым лучам солнца, но в твердой земной коре имеются вещества, чувствительные и к ультрафиолетовым лучам солнца (известковый и плавиковый шпаты, гранит и проч.); следовательно и земная поверхность может отчасти, благодаря ультрафиолетовой радиации солнца, наделять воздух отрицательными ионами.

Но наиболее важными ионизаторами, по крайней мере для нижних слоев земной атмосферы, являются радиоактивные вещества, находящиеся в земной коре и в атмосфере.

Ионизация атмосферы радиоактивными веществами. В состав наружных слоев земной коры входят радиоактивные вещества. Они, как известно, испускают три рода лучей: α , β и γ . Из этих лучей α лучи сильно поглощаются уже тонкой бумагой, несколькими листочками алюминировой фольги; в воздухе при атмосферном давлении они проникают лишь на протяжении от 3 до 7 см.; в этих пределах они делают проводящим окружающий воздух и при этом, вследствие большой поглощаемости, они сильно ионизуют воздух. Лучи эти представляют собою положительно заряженные атомы гелия, движущиеся со скоростью прил. в 15 раз меньшей скорости света. β -лучи отличаются большей проникающей способностью, нежели α -лучи; они, напр., свободно проникают через слой алюминия в 1 мм. толщины; вследствие малой поглощаемости и малой, сравнительно с α -лучами, энергии они не так сильно ионизуют окружающий воздух, как первые. β лучи представляют собой поток электронов, движущихся с различной скоростью, превосходящей скорость катодных лучей и для некоторых случаев приближающейся к скорости света. Наибольшей проникающей способностью отличаются γ -лучи; они свободно проходят слой свинца в 7 см. толщины, железа в 19 см., воды в 150 см. Подобно лучам α и β , они также обладают, хотя и в более слабой мере, ионизирующей способ-

ностью. Атомы радиоактивных веществ представляют собою как бы неустойчивые системы; одновременно с испусканием активных лучей они постепенно распадаются и образуют новые атомы, которые в свою очередь более или менее быстро распадаются и дают начало новым радиоактивным веществам. В настоящее время известно около 40 радиоактивных элементов.

Среди радиоактивных веществ, входящих в состав земной коры, особенно важное значение для электрического состояния имеют радий, торий и актиний, которые при своем распаде выделяют радиоактивные вещества в газообразном состоянии, так наз. радиоактивные эманации; таким образом получаются радиевая, ториевая и актиновая эманации; эти газообразные эманации могут выделяться из земных капилляров вместе с почвенным воздухом в атмосферу или благодаря восходящим течениям или диффузии. Радиоактивные эманации также распадаются и наделяют воздух твердыми продуктами распада или индукциями. Присутствие радиоактивных веществ в атмосфере обнаружить тем легче, чем продолжительнее жизнь их эманаций. Эта продолжительность жизни характеризуется полупериодом активности, т. е. временем в течение которого половина данного вещества переходит вследствие радиоактивного распада в новое вещество. Наибольшим полупериодом активности из всех эманаций обладает радиевая эманация; полупериод ее активности почти 4 дня, точнее, 3,8 дня. Благодаря такой продолжительности жизни, она с сопровождающими ее продуктами распада может в значительном количестве накапливаться не только в нижних, но и в более высоких слоях атмосферы. Условия для накопления в атмосфере ториевой эманации не так благоприятны; полупериод ее активности составляет 54,5 сек., т. е. в 6000 раз короче, чем полупериод для радиевой эманации; исследовать ее поэтому значительно труднее. Однако, для обнаружения ее присутствия в атмосфере, благоприятным является то, что полупериод активности некоторых ее продуктов распада достигает почти 11 часов. В наиболее неблагоприятных условиях находятся превращения актиния; полупериод активности актиновой эманации всего 4 сек. (точнее 3,9 сек.); точно также быстро распадаются и дальнейшие превращения его. Этим объясняется то, что до сего времени не имеется точных количественных определений содержания в атмосфере продуктов распада актиния.

Радиоактивность и ионизация почвенного воздуха. Началом исследований над радиоактивностью атмосферы являются исследования Эльстера и Гейтеля над электрической проводимостью воздуха в замкнутых пространствах. Наблюдения их в пещерах и погребах с застоявшимся воздухом помощью обычного прибора рассеяния обнаружили повышенную проводимость по сравнению с атмосферным воздухом. Если повышенная проводимость воздуха обусловлена действием стен пещер и погребов, то, очевидно, сильной проводимостью должен отличаться и воздух, вытянутый из земных капилляров. С целью исследовать почвенный воздух, Эльстер и Гейтель сделали в почве узкую вертикальную скважину, глубиною в $1\frac{1}{2}$ м., опустили в нее трубку и через нее вытягивали почвенный воздух в герметически закрытый колокол, внутри которого помещалось рассеивающее тело с электроскопом. Опыты показали, что этот воздух обладал проводимостью, во много раз превышавшей проводимость атмосферного воздуха. Отсюда они заключили, что повышенная проводимость обусловлена присутствием в почвенном воздухе радиоактивной эманации; вследствие осаждения продуктов ее распада на стенках колокола, проводимость испытуемого воздуха с течением времени повышалась.

Дальнейшие, более точные измерения позволили определить абсолютные значения количества эманации, содержащейся в почвенном воздухе. Допустим, что в исследуемом пространстве, в котором образуются под действием эманации ионы, помещено заряженное тело, соединенное с электрометром; пусть тело заряжено до такого значительного потенциала, что все образующиеся в единицу времени ионы оседают за то же время на заряженном теле (оседают, конечно, ионы противоположного знака по сравнению с зарядом тела). Измерения помощью электрометра позволяют вычислить потерю заряда в единицу времени, обусловленную потоком ионов, или так наз. ток насыщения. Полученный ток насыщения делят на испытуемый объем и находят ток насыщения, отнесенный к единице объема. Таким образом Эберт и Гоккель получили для почвенного воздуха в среднем 1.0×10^{-6} эл.-ст. единиц на см.³; если разделить это число на $\epsilon = 4.77 \times 10^{-10}$ (заряд одного иона), то получим, что под действием эманации в см.³ почвенного воздуха образуется в секунду более 2000 пар ионов. Эти числа в несколько сотен раз превышают число ионов, образующихся в наружном воздухе.

Заметим, что обычно количество эманации выражается в особых единицах «кюри»; 1 гр. чистого радия содержит в себе в состоянии равновесия 6×10^{-6} гр. эманации; это наибольшее количество эманации, содержащееся в 1 гр. радия, и называется «кюри»; таким образом «кюри» эквивалентно 6×10^{-6} гр. эманации и соответствует 1 гр. радия. Иногда вместо кюри пользуются одной тысячной кюри; последняя единица называется милликюри. Измерения показали, что количество эманации, равное одному кюри, дает ток насыщения в 2.75×10^6 абс. ед. и что ток насыщения в 1 абсолютную единицу соответствует 3.6×10^{-7} кюри.

Наблюдения показывают, что в см.³ почвенного воздуха содержится в среднем около 2×10^{-13} кюри, что соответствует 1.2×10^{-18} гр. радиевой эманации.

Указанные числа относятся к замкнутому почвенному воздуху; измерения над почвенным воздухом, выступающим наружу, показали, что он значительно беднее эманацией. Так, напр., измерения в Мюнхене дали для него 3.6×10^{-14} кюри на см.³. В то же время, как увидим ниже, радиоактивность атмосферного воздуха составляет в среднем около 10^{-16} кюри на см.³.

После того, как были найдены в атмосферном воздухе продукты распада ториевой эманации, интересно было отыскать их и в почвенном воздухе. Так, исследования Сандерсена и Бланка показали, что в почвенном воздухе содержатся в значительном количестве как радиевая, так и ториевая эманации, причем более, чем 50% всей ионизации, обусловлено продуктами тория.

В настоящее время методы исследования радиоактивности почвенного воздуха значительно усовершенствованы и даже применяются регистрирующие методы. В среднем, согласно наблюдениям, через см.² почвы выступает в атмосферу $0.5 - 1.0 \times 10^{-16}$ кюри эманации в секунду.

Радиоактивность горных пород. В виду того, что воздух погребов, а также почвенный воздух обладают значительной проводимостью, Эльстер и Гейтель обратились к исследованию радиоактивности почвы. Металлическая тарелка с испытуемой разрыхленной почвой помещалась вместе с рассеивающим прибором под колокол и измерялась проводимость внутреннего воздуха.

Исследования показали, что содержание радия в горных породах колеблется от 0.5 до 3.0×10^{-12} гр. радия на 1 гр. породы; в среднем

содержание радия можно принять порядка 10^{-12} гр.; наиболее радиоактивными оказались породы, содержащие глину, для песка радиоактивностью значительно слабее; вулканические породы (особенно граниты) богаче радием, чем осадочные породы. Среднее содержание радия в горных породах составляет около 10^{-5} гр. на гр. породы. Заметим, что Гизель получил из почвы острова Капри препарат, содержащий актиний.

Радиоактивность морской воды и соли. Большой интерес для явлений атмосферного электричества имеют исследования радиоактивности морской воды и морской соли. Стретт получил для грамма морской соли 0.08×10^{-12} гр. радия; отсюда он вычислил, что в грамме морской воды содержится 2×10^{-15} гр. радия. Вообще радиоактивность морской воды колеблется в широких пределах, от 0.25 до 40×10^{-15} гр. на см.³ воды; наиболее радиоактивными оказываются воды вблизи берегов, наименее — воды посреди океанов. Кроме того, согласно измерениям Джолли, в морской воде содержится 10^{-8} гр. тория на см.³ воды.

Исследованы также и осадочные породы со дна Атлантического и Тихого океанов; в среднем они дали от 7 до 50×10^{-12} гр. радия на грамм породы; особенно богат им оказался радиолариевый ил, наименее — глобигериновый ил.

Радиоактивность источников. Воздух, пропущенный через свежую водопроводную или колодезную воду, обнаруживает повышенную проводимость, которая сохраняется долгое время; проводимость эта обусловлена присутствием в воде следов радиоактивной эманации, причем последнюю можно выделить кипячением.

Исследования над радиоактивностью жидкостей сильно разрослись после того, как было найдено, что лечебные воды богаты эманацией. Обыкновенно радиоактивность жидкостей определяют силой тока насыщения, обусловленного эманацией, содержащейся в литре жидкости; при этом силу тока выражают или в абс. эл.-ст. единицах или в тысячных долях ее (в последнем случае активность жидкости будет выражена в единицах «махе»). Нередко концентрация эманации выражается в кюри/литр, причем единица «махе» = 3.6×10^{-10} кюри/литр. В последнее время концентрация эманации измеряется также в так наз. «эманациях», причем 1 эман = 10^{-10} кюри/литр.

Для количественных измерений радиоактивности источников имеются специальные приборы. Так, напр., на рис. 253 изображен прибор Шмидта: пробу воды помещают в сосуд, изображенный на рисунке справа; сильным встряхиванием устанавливают равновесие между эманацией, содержащейся в воде, и эманацией в воздухе, после чего помощью гуттаперчевой груши перегоняют последний в измерительную камеру с рассеивающим телом и электроскопом. Упомянем еще о фонтанометре Махе и Мейера (рис. 254): проба воды помещается в сосуд G, снабженный металлическим стержнем AA₁ с коническими пробками K₁ и K₂; затем сосуд плотно закрывается нижней пробкой K₁. После надлежащего встряхивания на верхнюю наружную часть стержня надевается электроскоп; последний снабжен в нижней части своего здания трубкой, плотно прикрывающей сосуд. Затем стержень-электрод вытягивают из сосуда до тех пор, пока он не упрется верхним утолщением K₂ в канал электроскопа; теперь электрод соединен с стержнем электроскопа, несущим листочки, и в то же время изолирован от сосуда; во время всех этих манипуляций сосуд с жидкостью остается закрытым, и потеря эманации в наружный воздух устранена. После того заряжают стержень и электроскоп и наблюдают скорость рассея-

ния заряда. Небольшая часть эманации остается при этих измерениях в растворе, ее легко найти, зная поглощательную способность жидкости и концентрацию эманации в воздухе. Эту часть эманации выражают в тех же единицах и придают к полученному числу.

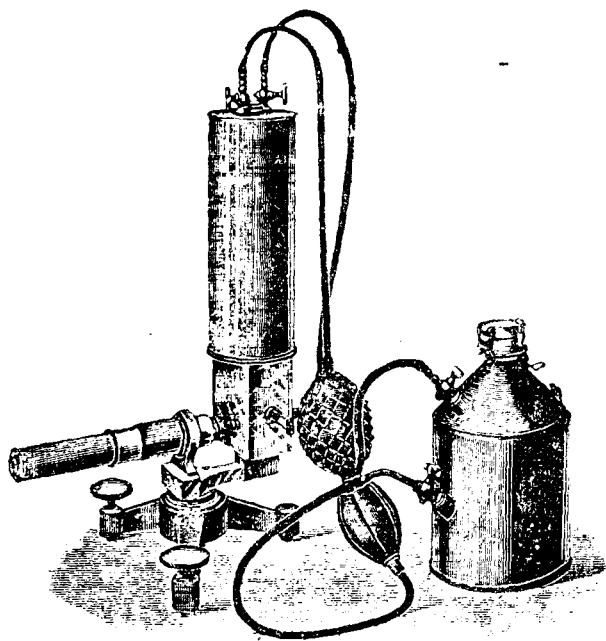


Рис. 253. Прибор Шмидта.

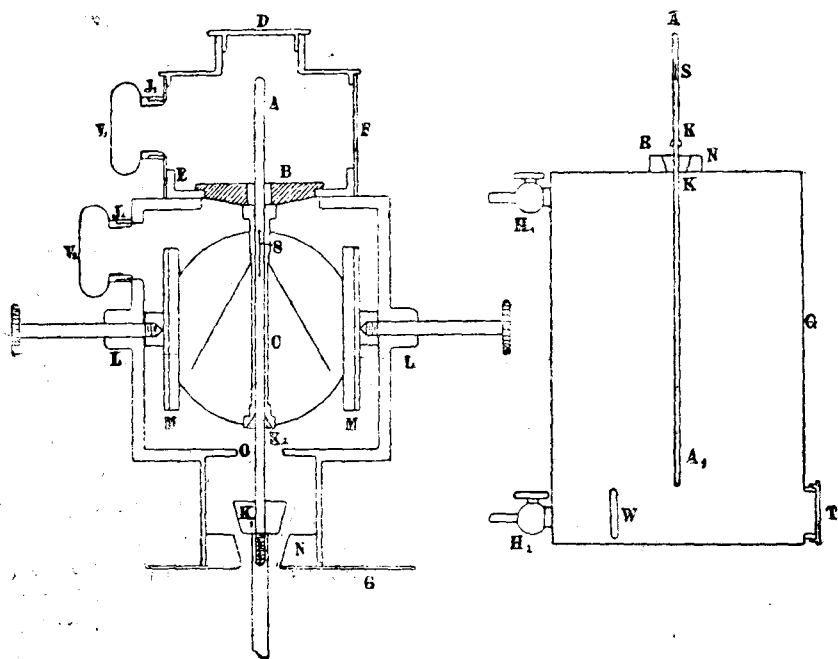


Рис. 254. Фонтактомтр Махе и Мейера.

Подобного рода измерения показали, что наиболее активны воды Брамбаха в Саксонии и Йохимсталя в Чехо-Словакии (до 7300 эман или 7.3×10^{-7} кюри/литр). Заметим, что сильно активными считаются источники, содержащие 200 эман; обычные источники содержат от 0.5 до 10 эман. В большинстве источников найдена радиевая эманация, но лишь в немногих обнаружена в то же время и ториевая эманация, в некоторых источниках обнаружены также следы радия.

Исследования показали, что активность в значительной мере зависит от радиоактивности пород, встречающихся на пути источника внутри земной коры. Для глубоких источников, текущих через различные слои, решающее значение имеют наружные слои, через которые вода выходит наружу; объясняется это тем, что поглощательная способность водою радиевой эманации тем меньше, чем выше температура; поэтому, пока вода течет в глубоких слоях и температура ее высока, она не может принимать от окружающих пород значительного количества эманации, и лишь в наружных слоях, после надлежащего охлаждения, она может в значительной мере обогатиться эманацией.

Так как радиевая эманация сильно поглощается углеводородами, то много эманации находят в нефти; осадки, остающиеся от нефти, также обладают активностью.

Радиоактивность атмосферного воздуха. Начало исследованиям над радиоактивностью атмосферного воздуха положили также Эльстер и Гейтель: над поверхностью земли они протягивали горизонтально изолированную медную проволоку, которая в течение нескольких часов поддерживалась при потенциале около 2000 вольт; после того проволока наматывалась и помещалась внутрь защитного цилиндра их рассеивающего прибора, и измерялся ток насыщения, обусловленный ионизацией окружающего воздуха. Воздух оказался сильно проводящим, причем проводимость была тем больше, чем дольше активировалась проволока; наибольшей проводимости достигал воздух после двухчасового активирования проволоки. Очевидно, на проволоку оседали из воздуха положительно заряженные частички распада радиоактивных эманаций. Чтобы сравнивать наблюдения в различных местах, Эльстер и Гейтель принимают за единицу активности такую активность, которая при проволоке в 1 м. длиной после двухчасовой экспозиции дает падение потенциала в 1 вольт за один час в их приборе рассеяния. Выраженную в таких единицах активность атмосферы обозначают обыкновенно через A .

В настоящее время произведено много определений A по способу Эльстера и Гейтеля в различных частях земной поверхности. Наблюдения эти показали, что у северных берегов Германии значение A колеблется от 5 до 10 ; вглубь континента A повышается, достигая в средней Германии $15-20$, в Альпах доходит до 100 ; в Лапландии найдено 60 . Над морями A мало; посреди океанов иногда A опускается до нуля.

Активность атмосферы зависит также от метеорологических условий; в ясную, тихую погоду она больше, чем в пасмурные дни, особенно при ветре. Чистый воздух обнаруживает большую активность, нежели пыльный. Во время туманов замечается накопление радиоактивной эманации в нижних слоях, что объясняется затишьями, господствующими во время туманов, причем воздух, обогащенный эманацией, застаивается у земной поверхности; при понижении давления A растет, при повышении давления—понижается. Активирование проволок производилось и со змеев и баллонов, для чего проволока спускалась с бал-

лона вниз и поддерживалась отрицательно заряженной. Оказалось, что радиоактивность воздуха падает с высотой.

Что касается природы радиоактивных веществ, осаждающихся на проволоку, то исследования показали, что 10—20% всей активности обусловлены продуктами распада ториевой эманации и только около 3% — продуктами актиниевой эманации.

Описанный метод активирования отрицательно заряженных проволок неточен даже и при относительных измерениях; получаемые значения зависят от силы ветра, напряжения потенциала проволоки, силы земного поля, скорости оседающих частичек, от емкости электроскопа и проч. Гофман для определения содержания эманации в воздухе воспользовался свойством керосина при низкой температуре поглощать в значительном количестве эманацию. Нередко вместо охлажденного керосина применяется сильно охлажденный древесный уголь, также хорошо поглощающий эманацию; уголь затем накаливается и выделяет значительную часть поглощенной эманации. Ашман определял количество эманации в атмосферном воздухе для Чикаго следующим способом: в течение некоторого времени воздух протягивался через трубки, погруженные в жидкий воздух, и затем измерялось количество эманации, конденсированной в трубке. Измерения подобного рода показали, что содержание эманации в атмосферном воздухе колеблется в пределах от 1 до 100×10^{-17} кюри на см.³ воздуха, в зависимости от характера почвы и от состояния погоды; в среднем оно соответствует 10×10^{-17} кюри на см.³.

В виду малого числа наблюдений, пока не установлен точно годовой ход радиоактивности воздуха; повидимому, она больше летом, чем зимою. Что касается суточного хода, то, повидимому, минимум имеет место в дневные часы, когда ветер достигает наибольшей скорости. Вообще замечено, что с усилением ветра радиоактивность воздуха понижается: ветер, очевидно, способствует распространению эманации в более высокие слои воздуха. Дожди понижают содержание эманации в воздухе, так как они закупоривают земные капилляры. Точно также весеннее таяние снега сопровождается понижением содержания эманации в воздухе.

Имеется ряд наблюдений над количеством эманации, выступающей из почвы в атмосферу; эти наблюдения дают от 2 до 14×10^{-7} кюри на см.² в секунду. Из этого количества не больше 10% выделяется из земных капилляров путем чистой диффузии. Значительная часть эманации выступает благодаря высасывающему действию ветра, нагреванию почвы солнцем, а также падению давления.

Измерения Виганда и Венка при полетах на аэропланах до 4 км. показали, что содержание эманации быстро падает с высотой. Весьма малые значения получаются над океанами, вдали от берегов; здесь они порядка 10^{-18} кюри на см.³, т. е. в 100 раз меньше, чем над сушею.

Радиоактивность дождя и снега. Вильсон нашел, что свежес выпавший снег или дождь обнаруживают радиоактивность. Последующие исследования показали, что атмосферные осадки содержат не эманации, но лишь продукты их распада; осадки, выпадающие при граде, грозах и шквалах, богаче ими, чем осадки при обложном дожде; снег радиоактивнее дождя. Наделение осадков радиоактивными веществами происходит, повидимому, двояким путем: с одной стороны, частички распада эманации могут быть ядрами конденсации; с другой стороны, падающие осадки могут обогащаться ими чисто механически во время выпадения. Большая активность снега объясняется большей поверхностью снежинок и меньшей скоростью падения по сравнению с капель-

ками дождя. Радиоактивность осадков в среднем порядка 10^{-12} кюри на грамм осадков.

Проникающая радиация. Число ионов, содержащихся в газе, по устранении ионизаторов, вообще должно быстро падать вследствие воссоединения ионов и диффундирования к стенкам заключающего их сосуда. Однако опыты показывают, что и в герметически закрытом сосуде постоянно наблюдается слабая проводимость. Одной из причин, поддерживающих ионизацию замкнутого объема воздуха, является радиоактивная эманация, которая имеется в газе в момент наполнения им сосуда, а также продукты ее распада, оседающие на стенках сосуда. Однако дальнейшие исследования показали, что на ионизацию воздуха в герметически закрытом сосуде оказывают влияние и внешние тела. В самом деле, если окружать сосуд металлическими листами все большей и большей толщины, то действительно ионизация все более и более уменьшается, пока наконец не достигнет некоторого значения, не уменьшающегося уже при дальнейшем утолщении стенок сосуда. В виду этого, Резерфорд высказал гипотезу, что ионизация обусловлена здесь особой проникающей радиацией, испускаемой внешними телами. Действие ее можно приблизительно оценивать разностью начальной ионизации и окончательной, получаемой после введения экранов достаточной толщины. Эта окончательная ионизация обусловлена, очевидно, внутренними ионизаторами и называется естественной ионизацией прибора. Каково бы ни было происхождение проникающей радиации, она состоит главным образом из лучей γ , ибо и наиболее проникающие β лучи поглощаются тонкими металлическими листами (1 мм. свинца, 2.5 мм олова, 7 мм. алюминия).

Проводимость воздуха внутри замкнутых сосудов, вызываемая действием проникающей радиации, очень мала; в виду этого применяются обыкновенно приборы с большим объемом и малой электроемкостью. Остановимся на наиболее распространенном приборе Вульфа (рис. 255): нити электрометра находятся внутри герметически закрытого цилиндрического сосуда в 2.7 литра емкостью. В цилиндре имеются отверстия для микроскопа, для впуска света и для сосуда с натрием (для осушки воздуха). В Слуцке с большим успехом применяется установка, автоматически регистрирующая напряжение проникающей радиации.

Напряжение проникающей радиации должно, очевидно, измеряться по степени производимой ею ионизации, т. е. по числу ионов, образующихся в сек. в каждом см.³ объема.

Целый ряд исследований, произведенных в различных частях земного шара, обнаружил, что проникающая радиация колеблется в широких пределах; но, к сожалению, в большинстве случаев результаты, полученные посредством различных приборов, несравнимы между

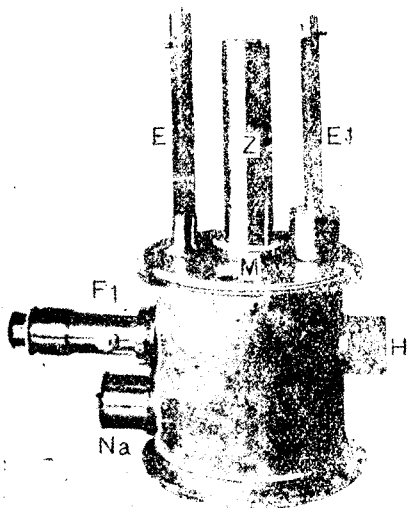


Рис. 255. Прибор Вульфа.

собою. Ряд измерений был произведен с одним и тем же прибором Мак-Леннаном и Мак-Леодом в разных местах Германии, Англии и Канады, причем значения проникающей радиации колебались лишь от 8 до 9 ионов (в см.³ в секунду); однако над слоем песка в 33 м. толщины, менее активным, чем прочие горные породы, получилось 6.8 иона. Значительное понижение проникающей радиации наблюдалось над обширными водными поверхностями: так, посреди озера Онтарио проникающая радиация падала до 4.9 иона, а для Атлантического океана из ряда наблюдений в разных местах получилось всего лишь 4.3; столь сильное понижение проникающей радиации обусловлено слабой радиоактивностью вод озер и морей, которые, сверх того, задерживают и радиацию, идущую со дна водоемов. Внутри зданий, особенно из кирпича, более богатого радиоактивными веществами, получают повышенные значения. Так, Вульф наблюдал внутри постройки из вулканического туфа в одном аббатстве на Рейне повышение радиации на 13.7 иона. Гоккель получил следующие значения проникающей радиации в разных местах: в саду—9.5 иона, в яме в саду 12.0, на балконе 13.5, внутри дома 12.0, внутри туннеля из гранита 33.5 и внутри ледяного грота 3.1. Если ввести поправку на естественную ионизацию, то можно принять, что в среднем в нижних слоях атмосферы в открытой местности проникающая радиация обычно порядка 4—5 ионов.

Источником проникающей радиации в атмосфере являются, очевидно, раньше всего радиоактивные вещества, содержащиеся в почве, а также в атмосфере. Рассмотрим, как изменяется напряжение проникающей радиации с высотой. Опыты показали, что при поднятии на малые высоты, напр., на крыши высоких зданий, проникающая радиация уменьшается. Так, Вульф наверху Эйфелевой башни, т. е. на высоте 300 м. над земной поверхностью, получил 59 % значения, наблюдавшегося у основания башни. Бергвитц на колокольне церкви св. Андрея в Брауншвейге на высоте 80 м. получил около 50%. Этого уменьшения и следует ожидать, если главным источником проникающей радиации служат радиоактивные вещества почвы. Однако, целый ряд наблюдений, произведенных в последние годы при полетах на воздушных шарах, а также помощью шаров-зондов обнаружил следующие изменения проникающей радиации с высотой: для первой тысячи метров над землей она действительно падает, но затем при дальнейшем поднятии начинает быстро возрастать. Особенно поучительны в этом отношении поднятия Кольхерстера и Хесса. Если ввести соответствующие поправки, то для напряжения проникающей радиации J на разных высотах получим:

Высота	0 км.	1	2	3	4	5	6	7	8	9 км.
J	4.2	3.1	5.1	7.4	11.2	17.1	25.7	37.3	50.1	64.5 иона,

т. е. на высоте 9 км. проникающая радиация возросла почти в 16 раз. Числа эти показывают нам, что вышеприведенные соображения об источниках проникающей радиации недостаточны. Очевидно, имеется еще иной мощный источник проникающей радиации, идущий в нашу атмосферу сверху, проявляющийся особенно сильно в верхних слоях атмосферы и затем постепенно поглощаемый воздухом и ослабляющийся по мере приближения к земле.

Для напряжения обеих радиаций на различных высотах получают приблизительно следующие значения:

Верхняя и нижняя радиация на разных высотах.

Высота в км.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Нижняя радиация	2.8	0.2	0.1	0.0	—	—	—	—	—	—	—
Верхняя радиация	1.8	3.1	5.1	8.0	11.5	17.5	25.2	35.0	49.8	64.5	86.4

Проникающая способность этой верхней радиации весьма велика; она почти в 10 раз превосходит проникающую способность γ -лучей, испускаемых известными на земле радиоактивными веществами.

В последние годы высказано несколько гипотез о происхождении верхней проникающей радиации. По мнению некоторых ученых, источником ее являются β или α -лучи, испускаемые поверхностью солнца; эти лучи, проникая в атмосферу, при встрече с молекулами воздуха, дают начало γ -лучам, которые и представляют собою верхнюю проникающую радиацию. Большого внимания заслуживает также гипотеза, впервые высказанная Нернстом: туманности и представляющие начальную стадию их эволюции—гигантские красные солнца—обладают значительной радиоактивностью, дающей начало весьма жестким γ -лучам; эти лучи, попадая в нашу атмосферу, и являются верхней проникающей радиацией. Интересную гипотезу о происхождении верхней радиации высказывает Милликен: как известно, при образовании атома гелия из ядер водорода, а также при присоединении к атомному ядру одного электрона выделяется значительное количество энергии, способное дать γ -лучи длины волны, соответствующей верхней радиации. На основании этих расчетов Милликен высказывает предположение, что во многих местах вселенной происходят указанные выше атомные процессы, которые и сопровождаются излучением верхней радиации.

Наиболее длительный ряд наблюдений над проникающей радиацией имеется в Слуцке. Они обнаружили заметный годовой ход проникающей радиации с резко выраженным минимумом в марте и максимумом в августе. Минимум зимою обусловлен снежным покровом, а также уменьшением количества радиоактивных веществ, содержащихся в воздухе; летом, когда особенно обильно идет надделение воздуха эманацией и продуктами ее распада из почвы, проникающая радиация достигает максимума.

Что же касается суточного хода проникающей радиации, то он оказывается в общем очень ничтожным; даже и в ясные летние дни, когда суточные колебания выражены наиболее резко, амплитуда составляет всего лишь 4—5% среднего значения. Характерным в суточном ходе является лишь понижение ее в ночные часы, что может быть объяснено выделением росы или инея, а также понижением радиоактивности атмосферы в ночные часы.

Из различных метеорологических факторов особенно сильное влияние на проникающую радиацию оказывают осадки, вызывая повышение ее, достигающее иногда 2 и более ионов. Заметное влияние оказывают также колебания давления, причем при понижающемся давлении проникающая радиация немного увеличивается; далее некоторое влияние оказывает температура почвы: с повышением ее возр-

стает и проникающая радиация. Облачность и относительная влажность также производят некоторое действие, причем с увеличением их проникающая радиация растёт.

На основании большого числа имеющихся в настоящее время исследований над проникающей радиацией, можно принять, что в среднем напряжение этой радиации в атмосфере вблизи поверхности земли составляет около 3—4 ионов. Из этого числа половина или более обусловлена радиацией, идущей из высоких слоев атмосферы (из области стратосферы). Далее, несколько больше одного иона обязано своим происхождением проникающей радиации, идущей от земной коры, благодаря присутствию в ней радиоактивных веществ, и несколько больше одной десятой иона дают продукты распада радиоактивных эманаций, плавающие повсюду в атмосфере.

Оценка роли различных радиоактивных веществ в электрическом состоянии атмосферы. В настоящее время уже накоплен некоторый материал, позволяющий, хотя и приблизительно, судить о роли различных ионизаторов в электрическом состоянии атмосферы.

Рассмотрим раньше всего нижние слои атмосферы над континентами. Проводимость воздуха здесь обусловлена радиоактивными ионизаторами почвы и воздуха, а также верхней проникающей радиацией. Если принять среднее содержание радиевой эманации равным 130×10^{-18} кюри на см.³ воздуха, то нетрудно показать, что α -лучи, испускаемые радиевой эманацией и продуктами ее распада, дают около 2.85 пар ионов на см.³ в секунду; участие ториевой эманации можно оценить в 60%; действием актиниевой эманации можно пренебречь; таким образом α -лучи, испускаемые радиоактивными веществами воздуха, дают 4.6 пар ионов. Аналогично можно подсчитать, что β -лучи дают около 0.2 и γ -лучи около 0.15 пар ионов; всего таким образом радиоактивные ионизаторы воздуха дают 4.9 пар ионов на см.³ в секунду. Полагая среднее содержание радия в почве около 2×10^{-12} гр. на см.³, найдем, что β -лучи дают около 0.1 пар ионов и γ -лучи 3.0 пар; что касается действия α -лучей, то лучи эти, испускаемые почвой, быстро поглощаются воздухом и не играют никакой роли даже и для ближайших к земле слоев воздуха. Общее действие ионизаторов почвы мы можем оценить 3.1 ионами. Если наконец для верхней проникающей радиации примем 1.5 иона, то полное действие всех ионизаторов для нижних слоев атмосферы над сушей выразится около 9.5 ионов на см.³ воздуха в секунду. Полученное таким образом число хорошо согласуется с наблюдениями: в самом деле, если принять, что в см.³ воздуха содержится около 700 пар обычных ионов и значительно большее число медленных ионов, то найдем, что для поддержания такого числа ионов в атмосфере требуется ионизатор, дающий 10—15 пар ионов на см.³ в секунду.

Наблюдения показывают, что радиоактивность воздуха над океанами приблизительно в 100 раз меньше, чем над сушей, и в то же время число малых ионов почти такое же, как над сушей. Ионизаторами в этом случае не могут быть не радиоактивные вещества, содержащиеся в атмосфере, не радиоактивные вещества морской воды, так как совместное их действие не может дать более 0.1 пары ионов. Остается таким образом верхняя проникающая радиация, напряжение которой у поверхности океана составляет около 1.5 иона на см.³ в секунду. Образующиеся при этом ионы представляют собою лишь легкие, быстро подвижные ионы; воссоединение их происходит значительно медленнее, чем над сушей, где имеются в преобладающем числе тяжелые ионы. Подсчеты показывают, что при отсутствии тяже-

лых ионов верхняя проникающая радиация может довести число легких ионов почти до 1000 пар; это число хорошо согласуется с наблюдаемым числом ионов над океаном (700—750 пар на см.³). Если над океанами и имеются тяжелые ионы, то число их значительно меньше, чем над сушею; в результате сравнительно слабый ионизатор создает здесь проводимость и число легких ионов того же порядка, что и над сушею.

Обратимся теперь к ионизации воздуха в свободной атмосфере и при том, главным образом, в области тропосферы. Радиоактивные ионизаторы почвы и атмосферы оказывают свое действие лишь до высоты не более 3 км. В более высоких слоях тропосферы действует верхняя проникающая радиация, интенсивность которой растет с высотой. Выше были приведены значения этой радиации, выраженные числом вновь образующихся ионов внутри замкнутого сосуда. В свободной атмосфере ионизирующее действие верхней радиации выражается следующими числами:

Ионизирующее действие верхней радиации в свободном воздухе.

Высота в км.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Число ионов на см. ³										
в сек.	1	2	3.5	5	7	9.5	13	17	20.5	23.

Таким образом ионизация свободного воздуха под действием верхней проникающей радиации растет с высотой сначала быстро, но, начиная с 7 км., все медленнее и медленнее. Приведенные числа также хорошо согласуются с наблюдениями над числом ионов на разных высотах в атмосфере.

Следует отметить, что все наши расчеты представляют собою лишь первое приближение и нуждаются в дальнейшем уточнении.

Ионизация верхних слоев атмосферы. Слой Хивизайда. Опыт распространения радиотелеграфных волн показывает, что верхние слои атмосферы должны обладать значительной электропроводностью. Верхняя проникающая радиация, как указано выше, растет с высотой, начиная с 7 км., сравнительно медленно и потому здесь должны иметь место новые ионизаторы. Такими ионизаторами могут быть:

1) Быстро движущиеся электроны, испускаемые солнцем; они могут проникать вплоть до нижних слоев стратосферы; наличие их подтверждается явлениями полярных сияний. Особенно большое скопление электронов имеет место в самых верхних слоях атмосферы; таким образом в состав этих слоев входит «электронный газ». Он же имеется, повидимому, в наружных слоях солнечной атмосферы, т. е. в солнечной короне.

2) Положительно заряженные α -частички, испускаемые солнцем. По мнению некоторых ученых, эти частички могут давать начало полярным сияниям.

3) Быстро движущиеся более крупные частички, идущие из солнечной атмосферы; эта солнечная пыль скапливается в нашей атмосфере на высоте около 60—80 км. Под действием ультрафиолетовых лучей указанные частички испускают электроны, сами же становятся тяжелыми положительными ионами.

4) Ультрафиолетовые лучи солнца весьма малой длины волны (меньше 135 μ); они сильно ионизируют верхние слои атмосферы и дают начало озону, содержащемуся в этих слоях. Активные ультра-

фиолетовые лучи быстро поглощаются атмосферой (особенно озоном) и доходят лишь до слоев на высоте 50—60 км.

Согласно современным воззрениям, в нижних слоях стратосферы (10—60 км.) действует в качестве ионизатора лишь верхняя проникающая радиация и воздух здесь ионизован в умеренной степени; в верхних же слоях стратосферы, начиная от 60—70 км., под совместным действием указанных выше ионизаторов, имеет место весьма значительная ионизация; число ионов на высоте 100 км. доходит до 10^7 на см.³; кроме того, в этом слое содержатся свободные электроны (до 10^5 электронов на см.³ на высоте 250 км.). Эти верхние слои стратосферы называются слоем Хивизайда; проводимость их должна быть порядка 10^6 эл.-ст. единиц, т. е. в 5×10^9 раз больше проводимости самых нижних слоев атмосферы.

Распространение радиоволн в атмосфере. Сильно проводящий слой Хивизайда, содержащий значительное число свободных электронов, должен оказывать весьма существенное влияние на распространение электрических волн беспроволочного телеграфа и телефона. Эти радиоволны беспрепятственно распространяются в тропосфере и нижних слоях стратосферы, так как последние являются сравнительно хорошим изолятором; но волны эти должны отражаться как от земной поверхности, так и от слоя Хивизайда, представляющих собою относительно хорошие проводники. Вследствие указанных многократных отражений от обеих поверхностей, радиоволны могут распространяться на расстояния в 10—20 тысяч км. Благодаря ионизации ультрафиолетовыми лучами солнца, граница слоя Хивизайда днем лежит на 20—30 км. ниже, чем ночью. В результате, как показывают вычисления, дальность распространения электрических волн должна быть ночью больше, чем днем.

Так как слой Хивизайда не имеет резко выраженной границы, то здесь имеет место не столько отражение волн, сколько постепенное преломление их или рефракция; траектория распространения волны описывает кривую, обращенную выпуклостью вверх, вследствие чего волна, направленная вверх, снова возвращается к земной поверхности. Первоначально предполагалось, что рефракция электрических волн происходит вследствие ионизации верхнего слоя; последующие исследования показали, что причиной рефракции является скопление свободных электронов в указанном слое.

Траектории электрических волн имеют таким образом много сходного с траекториями звуковых волн; здесь также наблюдаются как зоны молчания, так и зоны аномальной слышимости. Так, для коротких волн ($\lambda < 50$ м.) радиоволны, посылаемые отправительной станцией определенной мощности (напр., 5 киловатт), быстро ослабевают с увеличением расстояния и для 100—150 км. уже не воспринимаются; однако, при дальнейшем увеличении расстояния радиоволны снова принимаются и при том весьма отчетливо; интенсивность сигнала достигает здесь максимума, после чего по мере увеличения расстояния интенсивность падает и при том сравнительно медленно. Расстояние внешней границы зоны молчания сильно изменяется в зависимости от длины волны; так, для волн в 16, 21, 32 и 40 м. расстояние это соответственно равно 2100, 1100, 640 и 280 км. Этим объясняются значительные расстояния, на которые могут распространяться очень короткие волны. Ночью слой Хивизайда лежит выше и в результате расстояние границы зоны молчания увеличивается в 5—6 раз.

В последние годы произведено несколько опытов, позволяющих судить о высоте слоя Хивизайда. Так, Апплетон и Барнетт наблюдали

интерференцию при наложении электрических волн, идущих непосредственно вдоль земной поверхности, и волн, отраженных от слоя Хивизайда; отсюда они определили высоту отражающего слоя в 85 км. (днем). Туве и Брейт изучали скорость распространения прерывистых радиосигналов, посылаемых через определенные интервалы времени; оказалось, что приемная станция отмечала при этом две системы волн, так как одни из них распространялись прямолинейно, другие обходным путем, отражаясь от слоя Хивизайда. Опыты эти показали, что высота указанного слоя колеблется в течение суток от 80 до 150 км.

Распространение электрических волн сопровождается нередко атмосферными возмущениями. Некоторые из этих возмущений обнаруживают колебательный характер с периодом от долей секунды до нескольких секунд; некоторые же из них, напротив того, оказываются аperiодическими. Атмосферные возмущения наиболее интенсивны в летние месяцы; ночью они сильнее, чем днем. Особенно интенсивны они в тропических странах. Причинами возмущений могут быть полярные сияния, потоки электронов, выбрасываемых солнцем и попадающих в атмосферу, тихие разряды в верхних слоях стратосферы, гроззовые разряды (главным образом между гроззовым облаком и верхним проводящим слоем) и проч. Вообще атмосферные возмущения тесно связаны с общим состоянием погоды; весьма возможно, что изучение их было бы весьма полезно в деле предсказания погоды, особенно гроз.

Причины, поддерживающие отрицательный заряд земной поверхности.

Атмосфера наша проводящая; благодаря земному полю в ней образуются вертикальные электрические токи, стремящиеся ослабить и даже уничтожить это поле. Очевидно, в природе имеются факторы, благодаря которым, несмотря на проводимость воздуха, поддерживается нормальное электрическое поле, обусловленное отрицательным зарядом земли и преобладанием положительных ионов в атмосфере. Большого внимания в этом отношении заслуживает гипотеза Эберта. Сущность ее сводится к следующему: через земные капилляры протекает почвенный воздух, наделенный радиоактивными эманациями и потому сильно ионизованный; вследствие большей подвижности отрицательных ионов, они в большей мере диффундируют к стенкам капилляров, адсорбируются ими и сообщают им отрицательный заряд; выступающий наружу почвенный воздух обладает вследствие этого избытком положительных ионов. Наблюдения Эберта действительно показали, что выходящий почвенный воздух несет с собою избыток положительных ионов; недостающие отрицательные ионы, очевидно, адсорбировались и отдали свой заряд земле. Однако, до сих пор еще остается открытым вопрос о том, в состоянии ли этот процесс компенсировать те положительные заряды, которые приносятся земле вертикальными проводящими токами, а также, быть может, осадками. В виду этого в последнее время все более и более стремятся объяснить происхождение отрицательного заряда земли теми или иными процессами, совершающимися в верхних слоях атмосферы.

Так, Свани и Швейдлер предполагают, что верхняя проникающая радиация, попадая в атмосферу и встречая на своем пути молекулы воздуха, дает начало весьма жесткому β -излучению, направленному вниз и обладающему скоростью, близкой к скорости света; это излучение, по их мнению, достигает земли и сообщает ей свой заряд. Опыты действительно показывают, что γ -лучи, падая на вещество, могут дать начало весьма быстрым электронам, движущимся главным образом в направлении возбуждающих их γ -лучей. Однако, попытки Сванна и Швейдлера проверить их гипотезу непосредственными опы-

тами пока не увенчались успехом. Следует наконец остановиться на гипотезе, высказанной в самое последнее время Вигандом; по его мнению, отрицательный заряд земли поддерживается молниями, которые имеют такое направление разрядного тока, что наделяют землю отрицательным электричеством. Эта гипотеза также встретила ряд возражений и нуждается в дальнейшей проверке. Таким образом пока еще не имеется надежной теории для объяснения этой основной проблемы воздушного электричества.

Предметный указатель.

	Стр.		Стр.
Абсолютно черное тело	32	Ветры	545
Адиабатические процессы	169	— объяснение их	546
Адиабатическое охлаждение воздуха при восходящих токах	245	Ветер, влияние земной поверхности на скорость	314
Актинограф Крова-Савинова	35	— влияние леса и препятствий на ско- рость	319
Актинометр Араго-Девил	34	— годовой ход направлен. и скорости	318
— Л. А. Иванова	34	— градиентный	333
— В. А. Михельсона	33	— наибольшие значения скорости	319
Актинометры	31	— нормальный	334
Анемограф	303	— порывистость его	310
Анемометры	307	— приборы для наблюдений	305
Аномальная слышимость звука	9	— разработка наблюдений	308
Антипассаты	334	— распределение в СССР	494
Антициклонические воздушные тече- ния	335	— роза ветров	309
Антициклоны высокие и низкие	371, 394	— структура его	310
— погода в них	369	— суточный ход направления	317
— общее понятие	353	— " скорости	315
— поступательное движение	368	— увеличение скорости с высотой	313
— происхождение по Бьеркнесу	385	Ветры горные и долинные	341
— скорость их	368	— местные	419
— схема строения по Бьеркнесу	379	— морские и береговые	340
— угол отклонения	367	Влажность воздуха	208
— характерные черты	367	— абсолютная	208
Аспиратор Гердиена	578	— " годовой ход	217
Астрономические сумерки	7, 509	— " суточный ход	217
Атмометр Пиша	228	— в СССР	483
Атмосфера	10	— влажный дефицит	210
— высота однородной атмосферы	17	— влияние растительного покрова	223
— граница	9	— гигрометрическое богатство	210
— состав ее	11	— крайние значения	217
— состав верхних слоев	20	— методы измерения	211
— строение	22	— относительная	208
— турбулентность	311	— " годовой ход	222
Бар	190	— " суточный ход	220
Барический экватор	200	— точка росы	210
Барографы	192	— удельная	210
Барометры	190	Внутреннее трение воздуха	339
— ртутный	190	Водяные пары в атмосфере	206
— " поправка его	191	— изменение с высотой	214
— металлический	191	— конденсация их	234
— " поправка его	191	— насыщающие пространство	206
Барометрическая ступень	19	— распределение их на земной по- верхности	216
— формула	17	Воздушные течения антициклонические	335
Барометрический градиент давления	203	— в барических областях	334
— максимум	353	— верхних слоев атмосферы	346
— минимум	353	— средних и высших широт	346
Бегущие течи	527	— траектории их в перемещающихся циклонах	365
Близарды	423	— циклонические	335
Бора	419	Волны тепла	410
Бризы	340	— холода	408
Будка английская	125	Вторжение холодных воздушных масс	407
Бураны	422		

Газовая постоянная атмосферного воздуха	15
Гало	528
— искусственное воспроизведение его	538
— объяснение его	534
— описание явлений	528
— повторяемость	531
Гармонические колебания	194
Гелиографы	36
Гелиостат	34
Геотермическая ступень	118
Геотермический градиент	118
Гигрограф Гиншара	214
Гигрометрический экватор	217
Гигрометрическое богатство	210
Гигрометры	211
— абсолютные	211
— волосные	213
— конденсационные	211
Гидрометеоры	1
Гигротермометры	192
Глории	545
— происхождение их	550
Гололеда	235, 240
Голубой цвет неба	500
Горизонт, его колебания	519
Горные и долинные ветры	341
Град	279, 417
Градиент геотермический	118
— давления барометрический	203
— его движущая сила	326
— температурный	432
— вертикальный	175, 179
Градиентный ветер	333
Гражданские сумерки	7, 511
Грозовой мешок	405
Грозы	412
— вихревые или фронтальные	413
— изменение метеорологических элементов	413
— перемещение их	415
— повторяемость их	414
— стационарные	413
— тепловые	412
Гром	591
— район слышимости его	562, 591
Громоотводы	591
Давление воздуха	201
— барические области	201
— барический экватор	210
— барометрический градиент давления	203
— годовые колебания	202
— изменение с высотой	17
— крайние значения	204
— методы измерения	190
— на разных высотах	22
— нормальное	16
— приведение к уровню моря	20
— распределение на земной поверхности	197
— суточные колебания	193
— их объяснения	194
— парциальное	20
Дальность видения	514

Дальность видения, прибор Виганда	515
Движение воздуха прямолинейное и равномерное	331
Депрессии вторичные	402
Деятельная поверхность	91, 92, 161
Дождемеры	281

Жидкий налет	238
------------------------	-----

Закон Бойля-Мариотта	13
— Бугера	29
— Бюис-Балло	331
— Вина	25
— Гей-Люссака	13
— Дальтона	20
— Кирхгофа	25
— лучеиспускания нагретых тел	25
— Стефана	25
— Стевенсона	333
Заморозки, защита против них	90
Заря	510
Заряд электрический земли	571, 611
Заряды электрические в атмосфере	571, 585
Звуковые явления в атмосфере	9
Звук, акустические облака	557
— аномальная слышимость его	9
— беззвучные зоны	562
— взрывные воздушные волны	559
— дополнительные явления	565
— музыкальные тона при отражении колебаний	556
— ослабление его в атмосфере	554
— отражение и преломление	555
— район слышимости грома	562, 591
— рефракция атмосферная	557
— скорость распространения	552
— эхо	556
Зеленый луч	513
Земной свет	509
Змеи воздушные	4

Изаллобары	390
Изаллотермы	435
Изаномалы температуры воздуха	148
Излучение земли тепловое	76
Изморозь	235, 238
Изобары, вторичные типы	402
— годовые, января и июля	197
— прямолинейные	406
Изобронты	415
Изогипсы	291
Изокорреляты	448
Изонеты	274
Изоплеты	40
— напряжения солнечной радиации	40
— температуры воздуха	139
— температуры почвы	105
Изотермия	181
Изотермы года, января и июля	140
— их перемещение	151
Изохазмы	593
Изохроны волн холода	408
Инверсия температурная	176, 177
— верхняя	186
— весенняя или снежная	186

Инверсия температурная динамическая	186
— нижняя	184
Иней, образование его	235, 236, 237
Ионизаторы	576, 597
Ионизация атмосферы радиоактивными веществами	598
— верхних слоев атмосферы	609
Ионы медленные	584, 575
— обычные	575
— подвижность их	583
— число их в атмосфере	582
Иризирующие облака	550
Испарение	226
— влияние леса	233
— методы измерения	227
— результаты измерений	229
— суточные и годовые колебания	232
— формулы Дальтона, Вейлемана и Штеллинга	226
Испарители	227

Климат	460
— вечного мороза	467
— влажных тропических лесов	463
— внетропических пустынь	465
— горный	470
— дуба	466
— классический субтропический	465
— лиственных лесов умеренной зоны	466
— материковый и морской	467
— полярный	466
— саваны или лесостепья	463
— соляный	460
— СССР	471
— субтропических лесов	466
— " пустынь	464
— тайги	466
— тропических и субтропических степей	465
— тропической области	462
— тундры	467
— умеренно теплый и влажный субтропический	465
— умеренных широт	463
Климатические области или зоны	460
Климатология	1
Клин или язык высокого давления	405
Кольцо Бишопа	550
Конденсация водяных паров в атмосфере	234
— ядра конденсации	453
Корреляция	455
Коэффициент трения воздуха	331
Круг инерции	380
Крупа	250, 281
Курсовая линия	381
Кюри	600

Левеш	422
Ледяной дождь	240
Ливни	295
Линии токов	339
— курсовая, теплого фронта, холодного фронта и шквалов	381
Ложные солнца и луны	530

Лучеиспускание земли	73
— результаты наблюдений	79
— способы измерений	74
Лучеиспускательная способность различных поверхностей почвы	87
Лучистая энергия луны, планет и звезд	24

Маке	601
Мерзлота	102
— влияние ее на растительность	104
Мерцание	526
— теория этого явления	527
Меры защиты против заморозков	90
Местные ветры	419
Метели	421
Метеорографы	4, 177
Методы измерения верхних слоев атмосферы	3
Метод корреляции	455
Миллибар	190
Миражи боковые	525
— верхние	521
— нижние	523
Мистраль	421
Многолетние периоды метеорологических явлений	452
Молния и гром	587
— возвратные удары	590
Морские и береговые ветры или бризы	340
Муссоны	342

Наименьшие температуры, предсказания их	89
Налет жидкий	238
— твердый	238
Напряжение солнечной радиации	26
— влияние вулканической пыли	52
Небесный свод, кажущаяся форма	497
— поляризация его	501
Небо, голубой цвет его	500
Нефоскоп Бессона	269
Нейтральные точки	502
Ниферова защита	282
Норд (Вакисский ветер)	422
Нормальный угол отклонения	332
Ночное лучеиспускание	73

Облака волнистые	244
— высота их	269
— дополнительные формы	257
— иризирующие	550
— мощность их	271
— нефоскопы	269
— основные формы их	256
— причины образования	264
— серебристые	5, 22
— скорость движения	271
— системы их	263
— структура их	246
— суточный и годовой ход повторяемости	272
Области понижающегося и повышающегося давления	390
Облачность	273
— распределение в СССР	483
— на земной поверхности	274

	Стр.
Облачность, суточный и годовой ход	273
Оборот тепла в почве	95
Обращение температуры	176
Общая циркуляция атмосферы	349
Огни св. Эльма	587
Ожеледь	235, 240
Озера, их типы	116
Оморографы	282
Опыт Шпрунга	322
Организация метеорологических наблюдений	1
Орканы Маврикия	396
Осадки, влияние леса	299
— годовой ход	285
— градины, их образование	279
— количество их в СССР	295
— ливни	295
— наблюдения над количеством их	281
— наибольшее количество за год	294
— неперіодические изменения количества	289
— образование дождя	276
— по земной поверхности	291
— приведение двух станций к одному периоду	290
— размеры капель дождя	278
— распределение в СССР	484
— состав и температура дождевой воды	278
— сток и влияние леса	304
— суточный ход	282
— „ „ повторяемости	284
— число дней с осадками	295, 492
Освещение дневное	504
— верхний свет	504
— методы измерения	506
— передний свет	506
Отклонение, нормальный угол	332
Отклоняющее действие вращение земли	527
Отражающая и пропускная способность	
— древесной листвы	71
— различных поверхностей	69
Отрицательный заряд земли и причины, поддерживающие его	611
Падающие звезды	7
Пассаты	334, 345
— верхние	347
Периоды многолетних метеорологических явлений	452
Период 11-летний солнечных пятен	453
Период 35-летний Брюкнеровский	453
Пиранометры	57
Пиргелиометры	31
— Пулье	32
— нормальный Аббота и Фовля	32
— компенсационный Онгстрема	32
Пиргеометры	74
Плювиографы	282
Поверхность уровня силы тяжести	321
Погода, влияние на нее центров действий	451
Погода антициклонов	369
— по местным признакам	443
— понятие о ней	451
— предсказание ее по Бьеркнесу	438
— предсказания долгосрочные	445

	Стр.
Погода, предсказания на короткий срок	428
— предсказания по давлению воздуха	431
— предсказание по изучению ветра	435
— предсказание по температуре воздуха	433
— предсказание по Фиккеру и др.	440
— признаки ее перемены	444
— признаки ее устойчивости	443
— состояние вопроса о предсказаниях ее	427
— циклопов	364
Поглощение солнечной радиации земной атмосферой	29, 50
Поле электрическое (см. электр. поле)	—
Полюсы холода	142
Поляризация небесного света	501
Полярная поверхность	385
Полярные сияния	592
— изохазмы	593
— теория их	595
Полярный фронт	385
Потенциал электрический	566
Потенциальная температура	175
Почва, вечная мерзлота	102
— годовые колебания температуры	98
— нагревание и охлаждение ее	91
— объемная теплоемкость	94
— передача суточн. колебаний вглубь	96
— промерзание ее	101
— суточные колебания температуры	95
— температура более глубоких слоев	118
— тепловой баланс	108
— тепловые свойства	93
Почвенные термометры	91
— термографы	127
Предсказания наименьших температур	89
Приведение давления к уровню моря	20
Приплюснутость небесного свода	497
Приходо-расход лучистой энергии	84
Прозрачность атмосферы	38, 42, 52
Проникающая радиация	605
Психрометр Августа	212
Психрометр Ассмана	125, 213
— его теория	212
Пурга	423
Пылемер Эйткена	13
Пыль в воздухе	13
Равновесие в атмосфере	173
— условия его	321
Радиация атмосферы тепловая	56
— полная	58
— наибольшие значения	64
— распределение на территории СССР	65
— проникающая	605
Радиация рассеянная	56
— в лесу	62
— годовой ход	61
— месячные суммы	63
— методы измерения	57
— наибольшие значения	61
— результаты измерений	60
— роль в обороте тепла	64
— упрощенный способ вычисления сумм ее	65

Радиация солнечная	24	Скорость падения капель	247
— годовая ход	40	Слой Хивизайда	609
— дневной ход	37	Смерчи	423
— изменение с высотой	45	Смешение воздушных масс	241
— изоилеты напряжения	40	Снежинки, их образование	249
— методы измерения	31	Снежный покров	296
— наибольшие значения	46	— влияние леса	303
— роль в физической жизни планеты	24	— в СССР	493
— спектроболометрические исследо- вания	90	— измерение толщины	297
— физиологическая	71	— плотность снега	297
Радиоактивность атмосферного воздуха	603	— продолжительность его	298
— горных пород	600	— снегомерная съемка	298
— дождя и снега	604	— сне: омеры	297
— источников	601	— распределение его	298
— морской воды и соли	601	Солнечная постоянная	27, 46
— почвенного воздух	599	— колебания ее	48
Радуга	538	— численные значения	48
— белая	538	— способы определения	46
— правила Пернтера для размеров капель	543	Солнечная радиация—см. радиация солнечная	—
— редкие случаи	538	Солнечная энергия, ее техническое использование	54
— теория ее Декарта	539	Солнечное сияние, продолжительность его	275
— „ „ Эри	542	— суточный ход	276
Разложение периодических колебаний на простые гармонические	204	Спектроболометр	47
Распределение температуры в водных бассейнах по вертикали	115	Стадии поднятия воздуха (сухая, дождя, града и снега)	245
Рассеянная радиация (см. радиация рассеянная)	—	Станции метеорологические	2
Рефракция астрономическая	516	Стратосфера	22, 186
— звуковая	557	Ступень барометрическая	19
— боковая	525	— геотермическая	118
— земная	517	Сублимация	237, 247
Розы ветров	309	Субстратосфера	187
Роса, ее образование	235	Субтропосфера	269
Самопишущие приборы	126	Сумерки	6, 509
Самум	422	— астрономические	7, 509
Сарма	421	— гражданские	7, 511
Свет земной	509	Суммы солнечного тепла суточные и месячные	42
Световое излучение солнца	53	— способы их приближенного вычи- сления	44
Световые явления в атмосфере	497	Суховети	422
— венцы и глории	545	Тайфуны	396
— гало	528	Твердый налет	238
— горение Альп	512	Теллурические линии	26, 50
— дальность видения	514	Температура верхних слоев атмосферы	189
— дневное освещение	504	Температура вод, распределение по вертикали	115
— зоря	510	— тепловой оборот внутренних морей	118
— зеленый луч	513	— типы озер	116
— земной свет	509	— водных поверхностей, годовые ко- лебания	114
— иризирующие облака	550	— нагревание и охлаждение водных поверхностей	118
— колебания горизонта	519	— суточные колебания водных по- верхностей	114
— кольцо Биопона	550	Температура воздуха, абсолютная из- менчивость среднего	151
— мерцание звезд	526	— амплитуда суточных колебаний	130
— миражи	521	— влияние ее на растительность	166
— нейтральные точки	502	— влияние растительного покрова	161
— радуга	538	— возвраты холода и тепла	139
— рефракция	515	— возмущения в годовом ходе	138
— святое сияние	551	— в СССР	471
— сумерки	510		
— Фата-Моргана	525		
Седло барометрическое	406		
Серебристые облака	5, 22		
Сила трения	331		
Синоптические карты	353		
Сирокко	422		

	Стр.
Температура воздуха, географическое распределение ее	140
— годовой ход	134
— главные типы	135
— городская	158
— значение среднее арифметическое, центральное и вершинное	159
— изаномалы	148
— изменения в восходящих и нисходящих токах	169
— изменения с высотой в горных местностях	175
— изошлеты	139
— карты перемещения изотерм	151
— методы определения	124
— наибольшие и наименьшие значения	160
— непериодические изменения	151
— особенности суточного хода	134
— полюс холода	142
— приведение к одинаковому периоду	157
— различия по долготе	147
— распределение в высоких слоях атмосферы	179
— средние температуры параллелей	146
— суточный ход	129
— „ время наступления крайних температур	133
— термический экватор	140
— потенциальная	175
Температура почвы	91
— влияние леса	109
— „ облачности	100
— „ покрова	106
— „ характера почвы	97
— годовые колебания	98
— изменения по вертикали	104
— мерзлота	102
— методы измерения	91
— на большой глубине	118
— передача суточных колебаний вглубь почвы	96
— промерзание	101
— слой постоянной годовой температуры	101
— слой постоянной суточной температуры	98
— суточные колебания на поверхности	95
— типы распределения температуры	104
Температура рек	117
Температура свободной атмосферы	177
— годовой ход	183
— изошлеты	184
— суточный ход	181
Температурная инверсия или обращение	176
Температурная инверсия верхняя	186
— ее происхождение	188
— весенняя или снежная	186
— динамическая	186
— нижняя	184
Температурный градиент вертикальный	175
Тепловое воздействие земли на прилежащие слои воздуха	120
Терезла	595

	Стр.
Термобарометр	192
Термографы	127
Термометры предельные и праш.	126
Токи, линии воздушных токов	339
Торнадо	423
Точка росы	210
Точки нейтральные	502
Трение воздуха	331
— внутреннее	339
— коэффициент его	331
Тропосфера	22
— верхняя	189
Тулипан Онгстрема	75
Туманы	253
— городские	255
— поземные	253
— сухие	255
— черные	255
— ядра тумана	252
Турбулентность атмосферы	311
Упругость водяных паров на различной высоте	22
Упругость паров насыщающих пространство	206
Уравнение Клайперона	14
Уравнение вертикального равновесия в атмосфере	173
Утренники	87
Фата-Моргана	525
Фен	419
Фитоактиноскоп Л. А. Иванова	35
Флюгер	306
Формула барометрическая Бабиня	18
— „ „ Лапласа	17
— основная для „ восходящих токов в атмосфере	170
Фотометр Вебера	504
— ступенчатый	507
— фотоэлектрический	507
Фраунгоферовы линии	26, 50
Фронт полярный	349, 385
— теплый	381
— холодный	381
Фульгуриты	591
Центры действия атмосферы	449
Циклонические воздушные течения	335
Циклоны	353
— высокие	371, 394
— низкие	371, 394
— образование их согласно теории Экспера	390
— окклюзия их	387
— остаточные	388
— повторяемость их	363
— погода в них	364
— поступательное движение	359
— происхождение их по Бьеркнесу	385
— пути их	396
— размеры их	355
— семейства их	388
— скорость перемещения	362
— схема их по Бьеркнесу	379
— температурные условия	358
— траектории воздушных течений	365

	Стр.		Стр.
— тропические	395	Электрическая теория грозового элект-	
— „ их пути	396	ричества	591
— „ их происхождение	399	Электрические волны	610
— угол отклонения	357	— их отражение	610
— характерные черты	355	— рефракция	610
Циркуляция атмосферы общая	349	Электрический потенциал напряжения	
Ч астные минимумы	402	поля	566, 567
Чивук	419	Электрическое поле	566
Ш амсин	422	— годовой ход	572
Шары зонды	4	— методы измерения	568
— пилоты	5	— результаты измерений	570
Шкала Бофорта	305	— связь с метеорологическими фак-	
Шкваловая линия	381	торами	573
Шкваловой фронт	381	— суточный ход	572
Швалы	411	Электричество осадков	574
Э вапорометры	227	Электронный газ	609
Экватор барический	200	Электропроводность воздуха	577
— гигрометрический	217	— годовой и суточный ход	580
— термический	110, 146	— приборы для измерения	577
Электризаторы	597	— результаты наблюдений	579
Электрические явления, вертикальные		— связь с метеорологическими эле-	
токи в атмосфере	585	ментами	580
— заряды в атмосфере, ионы, их число	585	— связь с напряжением поля	581
— Огни св. Эльма	587	Эман	601
— полярные сияния	592	Эффективная излучающая поверхность	
— свободные заряды	585	земли	79
— явления во время грозы, молния и		Эффективное излучение черного тела	76
гром	587	Эхо	556
		Я вление Кеплера	527
		Ядра конденсации или тумана	252
		Язык пониженного давления	405

Главнейшие опечатки.

Стр.	Строки		Напечатано:	Должно быть:
	сверху	снизу		
27	7	—	энергии	энергии
29	—	9	коэффициен-том	коэффициентом
38	—	22	стр. 30	стр. 31
45	19	—	стр. 41	стр. 42
80	—	22	эффектн.	эффективн.
136	23	—	разнообразием	разнообразием
136	—	5	Ампитуда	Амплитуда
203	10	—	Грендландии	Гренландии
212	31	—	количества	количество
248	—	30	капла	капля
262	1	—	Lenticularis	Lenticularis
301	14	—	печвы	почвы
509	2	—	солнечный;	солнечный
509	4	—	волны	волны;
541	—	28	солнца,	солнца
541	—	27	солнцу;	солнцу,
541	—	26	светом	светом;
573	—	11	удаленные	удаленные
608	—	9	не радиоактивные	ни радиоактивные
608	—	8	не радиоактивные	ни радиоактивные

ПРЕОТ

проверено

34C

10667

