

В.Е. Хаин, А.Ф. Лимонов

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

- 2004 -

В. Е. Хаин
А. Ф. Лимонов

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

(Тектоника континентов и океанов)

Москва • 2004

УДК 551.24
ББК 26.309
X 156

2264-6-04

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА МГУ 1ГЛ

Хаин В. Е., Лимонов А. Ф. Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов): учебное пособие. - Тверь, ООО "Издательство ГЕРС", 2004. - 270 с.

Учебное пособие содержит краткие, необходимые сведения по тектонике и истории развития Северной и Южной Америки, Африки, Австралии, Индостана, Антарктиды, Евразии, а также Атлантического, Северного Ледовитого, Индийского (и Южного) и Тихого океанов. Трактровка истории становления тектонических элементов произведена с точки зрения плейттектонической концепции. Обзор каждого континента или океана начинается с наиболее древних элементов и завершается наиболее молодыми. Определяется связь между разновозрастными структурами различных материков, составлявших единое целое до распада суперконтинентов. Приводится общий сценарий формирования Земли как планетного тела и его последующей эволюции.

Допущено УМО в качестве учебного пособия для студентов вузов по специальности "Геология"

Рецензенты: доктор геолого-минералогических наук А. М. Никишин,
доктор геолого-минералогических наук Е. П. Дубинин

Подготовлено к выпуску по заказу ООО "Геомодель-Консалтинг"

ISBN 5-88942-036-4

© Хаин В. Е., Лимонов А. Ф.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| ВВЕДЕНИЕ | 7 |
| КОНТИНЕНТЫ, ВНУТРЕННИЕ И ОКРАИННЫЕ МОРЯ | 9 |
| I. Северная Америка | 9 |
| I.1. Древняя платформа. Фундамент | 9 |
| I.2. Чехол древней платформы | 16 |
| I.3. Складчатое обрамление платформы | 18 |
| I.3.1. Каледониды Гренландии и Иннуитская система | 18 |
| I.3.2. Аппалачская система | 19 |
| I.3.3. Кордильеры Северной Америки | 24 |
| I.4. Мексиканский залив и его побережье (Галф Кост) | 29 |
| I.5. Основные этапы развития Северо-Американского материка | 30 |
| II. Карибский регион | 32 |
| II.1. Основные структурные элементы Карибского региона | 32 |
| II.2. Главные этапы развития Карибского региона | 36 |
| III. Южная Америка | 38 |
| III.1. Древняя платформа. Фундамент | 38 |
| III.2. Чехол древней платформы | 42 |
| III.3. Складчатое обрамление Южно-Американской платформы | 44 |
| III.3.1. Патагонская платформа | 44 |
| III.3.2. Андская система | 45 |
| III.4. Основные этапы развития Южной Америки | 49 |
| IV. Африка | 51 |
| IV.1. Фундамент древней платформы | 52 |
| IV.2. Осадочный чехол древней платформы | 56 |
| IV.3. Основные этапы развития Африканской платформы | 58 |
| V. Индостан | 61 |
| V.1. Фундамент древней платформы | 61 |
| V.2. Осадочный чехол древней платформы | 65 |
| V.3. Основные этапы развития Индостана | 67 |
| VI. Австралия | 69 |
| VI.1. Фундамент древней платформы | 69 |
| VI.2. Тасманский пояс | 72 |
| VI.3. Платформенный чехол Австралии | 73 |
| VI.4. Основные этапы развития Австралии | 74 |
| VII. Антарктида | 75 |
| VII.1. Восточно-Антарктическая платформа | 75 |
| VII.2. Западная Антарктида | 77 |
| VIII. Внеальпийская Европа | 78 |
| VIII.1. Восточно-Европейская платформа (Пра-Европа) | 78 |
| VIII.1.1. Фундамент древней платформы | 79 |

| | |
|--|------------|
| VIII.1.2. Проточехол и чехол Восточно-Европейской платформы | 83 |
| VIII.1.3. Основные этапы развития Восточно-Европейской платформы | 85 |
| VIII.2. Европейские байкалиты (Прото-Европа) | 88 |
| VIII.2.1. Баренцево-Печорская платформа | 88 |
| VIII.2.2. Мизийская плита | 91 |
| VIII.3. Европейские каледониды (Палео-Европа) | 91 |
| VIII.3.1. Британский каледониды | 91 |
| VIII.3.2. Скандинавские каледониды | 94 |
| VIII.3.3. Среднеевропейские каледониды | 95 |
| VIII.4. Европейские герциниды (Мезо-Европа) | 97 |
| VIII.4.1. Зональность средне- и западно-европейских герцинид и их фундамент | 98 |
| VIII.4.2. Чехол Западно-Европейской платформы | 101 |
| VIII.4.3. Основные этапы развития Западной и Центральной Европы | 102 |
| VIII.5. Герциниды Магриба, юго-восточной Европы и Закаспия | 105 |
| VIII.5.1. Герциниды Магриба | 105 |
| VIII.5.2. Герциниды юго-восточной Европы и Закаспия | 106 |
| IX. Северная и Восточная Азия. Древние ядра консолидации | 109 |
| IX.1. Сибирская платформа | 110 |
| IX.1.1. Районирование и возраст фундамента | 110 |
| IX.1.2. Ранние авлакогены и чехол платформы | 113 |
| IX.1.3. Основные этапы развития Сибирской платформы | 116 |
| IX.2. Сино-Корейская платформа | 117 |
| IX.2.1. Фундамент Сино-Корейской платформы | 118 |
| IX.2.2. Проточехол и чехол Сино-Корейской платформы и история его накопления | 119 |
| IX.3. Таримская платформа | 121 |
| IX.3.1. Фундамент Таримской платформы | 121 |
| IX.3.2. Чехол Таримской платформы и этапы его становления | 121 |
| IX.4. Южно-Китайская платформа (платформа Янцзы) | 122 |
| IX.4.1. Фундамент платформы Янцзы | 122 |
| IX.4.2. Чехол платформы и главные этапы ее развития | 123 |
| IX.5. Древние микроконтиненты | 123 |
| X. Северная и Восточная Азия. Подвижные пояса | 125 |
| X.1. Урало-Охотский пояс | 126 |
| X.1.1. Урал | 126 |
| X.1.2. Пайхой и Новая Земля | 131 |
| X.1.3. Западно-Сибирская плита | 132 |
| X.1.4. Таймыр и Северная Земля | 134 |
| X.1.5. Центральный Казахстан - Тянь-Шань | 136 |
| X.1.6. Северо-восток Центрального Казахстана-Джунгария | 141 |
| X.1.7. Алтае-Саяно-Монгольская область | 142 |
| X.1.8. Зайсан-Гобийская складчатая система | 145 |
| X.1.9. Монголо-Дунбэйская область | 147 |
| X.1.10. Монголо-Охотская складчатая система | 149 |
| X.1.11. Байкальская рифтовая система | 151 |

| | |
|--|------------|
| Х.2. Палео- и Мезотетический пояс Центральной и Юго-Восточной Азии | 152 |
| Х.2.1. Куньлунь-Цзяньшань-Циньлинская складчатая система | 153 |
| Х.2.2. Вьетлаосская и Юннань-Малайская складчатые системы | 154 |
| Х.3. Западно-Тихоокеанский сегмент Тихоокеанского складчатого пояса | 154 |
| Х.3.1. Верхояно-Чукотская складчатая область | 155 |
| Х.3.2. Охотско-Чукотский вулканно-плутонический пояс | 159 |
| Х.3.3. Корякско-Камчатская складчатая область | 160 |
| Х.3.4. Берингово море и Командорско-Алеутская дуга | 162 |
| Х.3.5. Охотское море и Курильская островная дуга | 164 |
| Х.3.6. Сихотэ-Алиньская складчатая система | 166 |
| Х.3.7. Сахалино-Хоккайдская складчатая система | 167 |
| Х.3.8. Японская островная дуга, впадины Японского и Восточно-Китайского морей | 168 |
| Х.3.9. Катазиатская система, Тайваньско-Филиппинская дуга, впадины Южно-Китайского и Филиппинского морей | 170 |
| XI. Альпийско-Гималайский (Неотетический) пояс Европы, Азии и Африки | 175 |
| XI.1. Пиренейско-Эльбурская ветвь | 176 |
| XI.1.1. Альпы | 176 |
| XI.1.2. Пиренеи | 179 |
| XI.1.3. Карпаты | 181 |
| XI.1.4. Балканиды | 184 |
| XI.1.5. Черное море | 187 |
| XI.1.6. Понтиды | 188 |
| XI.1.7. Закавказская межгорная зона и Малый Кавказ | 190 |
| XI.1.8. Эльбурс | 193 |
| XI.1.9. Южно-Каспийская впадина | 193 |
| XI.2. Добруджинско-Копетдагская ветвь | 194 |
| XI.2.1. Северная Добруджа | 194 |
| XI.2.2. Горный Крым | 196 |
| XI.2.3. Большой Кавказ | 198 |
| XI.2.4. Копетдаг | 201 |
| XI.3. Западно-Средиземноморская ветвь | 202 |
| XI.3.1. Апеннины | 203 |
| XI.3.2. Телль-Атлас | 204 |
| XI.3.3. Эр-Риф | 205 |
| XI.3.4. Бетская Кордильера | 206 |
| XI.3.5. Западные бассейны Средиземного моря | 207 |
| XI.4. Динаро-Зондская ветвь | 210 |
| XI.4.1. Динариды и Эллиниды | 210 |
| XI.4.2. Восточные бассейны Средиземного моря и о-в Кипр | 212 |
| XI.4.3. Анатолиды и Тавриды | 214 |
| XI.4.4. Загрос и Макран | 216 |
| XI.4.5. Белуджистанские горы, Кохистан, Гиндукуш, Каракорум, Центральный и Южный Памир | 219 |
| XI.4.6. Гималаи | 222 |
| XI.4.7. Бирмано-Зондская система | 225 |

| | |
|---|-----|
| ОКЕАНЫ | 227 |
| XII. Атлантический океан | 227 |
| XII.1. Центральный сегмент | 230 |
| XII.2. Ньюфаундленско-Иберийский сегмент | 232 |
| XII.3. Лабрадорско-Британский сегмент | 233 |
| XII.4. Норвежско-Гренландский сегмент | 234 |
| XII.5. Приантарктический сегмент | 234 |
| XII.6. Южный сегмент | 235 |
| XII.7. Экваториальный сегмент | 236 |
| XII.8. Краткая история развития Атлантического океана | 237 |
| XIII. Северный Ледовитый (Арктический) океан | 238 |
| XIII.1. Евразийская впадина | 238 |
| XIII.2. Зона срединных поднятий и котловин | 240 |
| XIII.3. Амеразийская впадина | 241 |
| XIII.4. Краткая история развития Арктического океана | 241 |
| XIV. Индийский и Южный океаны | 243 |
| XIV.1. Северо-Западный (Индо-Аравийский) сегмент | 243 |
| XIV.2. Северо-Восточный (Индо-Зондский) сегмент | 246 |
| XIV.3. Юго-Восточный (Австрало-Антарктический) сегмент | 248 |
| XIV.4. Юго-Западный (Африкано-Антарктический) сегмент | 249 |
| XIV.5. Основные этапы развития Индийского и Южного океанов | 250 |
| XV. Тихий океан | 251 |
| XV.1. Северо-Западный сегмент | 251 |
| XV.2. Северо-Восточный сегмент | 255 |
| XV.3. Южный сегмент | 258 |
| XV.4. Основные этапы развития Тихого океана | 260 |
| ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ, СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ | 262 |
| РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА | 268 |

ВВЕДЕНИЕ

Представленный в данном учебном пособии курс лекций по региональной геотектонике читался в течение ряда лет на геологическом факультете МГУ В. Е. Хаиным, а затем А. Ф. Лимоновым для студентов 5-го года обучения и магистрантов по специальности "Геология". До сих пор в качестве учебных пособий по этому курсу рекомендовалась серия монографий В. Е. Хаина "Региональная геотектоника", которая была опубликована в 1971 - 1985 гг. издательством "Недра". Кроме того, информацию о строении отдельных сегментов земной поверхности можно было найти в объяснительных записках к тектоническим картам мира, Евразии, Европы и др., а также в Большой Советской и Горной энциклопедиях.

В ходе чтения лекций по курсу "Региональная геотектоника" В. Е. Хаин пришел к выводу о необходимости создания всеобъемлющей сводки по этой теме, которая в свете новых данных суммировала бы достаточно разнородные сведения по тектонике отдельных континентов и океанов. В 2001 г. эта идея нашла свое воплощение в фундаментальной монографии "Тектоника континентов и океанов (год 2000)". Однако и эта книга, являясь универсальным справочником для геологов различного профиля, не могла стать учебным пособием для студентов, хотя бы в силу своего большого объема. Поэтому к настоящему времени у авторов назрела мысль адаптировать данную монографию для студентов, а именно, создать учебное пособие, в котором последовательность изложения материала сохранялась бы в той форме, что была выработана В. Е. Хаиным для чтения лекционного курса. Большинство иллюстраций в пособии заимствовано из указанной монографии.

Пособие построено по следующему принципу. Сначала дается тектоническое районирование каждого континента, рассматривается состав и строение его фундамента и осадочного чехла, при этом обзор происходит от более древних областей консолидации коры к более молодым. Обзор завершается экскурсом в историю становления континента. Такой же порядок изложения сохраняется в отношении океанов. Однако региональный аспект работы неизбежно нарушается историческим. Последнее касается складчатых поясов, в частности, Тетического, поскольку он занимает территории четырех континентов и субконтинентов. Разрыв звеньев этого пояса при описании по отдельным континентам привел бы к потере общей картины его строения и существенно затруднил бы понимание истории его развития. К сожалению, мы не смогли сде-

лать то же в отношении Циркум-Тихоокеанского подвижного пояса, ибо его самостоятельное выделение полностью бы нарушило целостность описания обеих Америк, Азии и Австралии. Завершающим разделом является краткое описание формирования Земли как планеты и ее последующего развития.

Курсивом в тексте выделены названия принципиальных тектонических единиц, которые важны для запоминания. В приложении приведены основные эпохи и фазы орогенеза вместе с абсолютным временем их проявления.

Авторы выражают большую благодарность сотрудникам кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ В. А. Зайцеву и А. А. Зарищикову за техническую помощь при подготовке этого учебного пособия.

КОНТИНЕНТЫ, ВНУТРЕННИЕ И ОКРАИННЫЕ МОРЯ

I. СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Североамериканский континент не случайно открывает курс лекций. Во-первых, это один из наиболее хорошо изученных материков, во-вторых, он является в некотором смысле “модельным”, т. к. характеризуется древним (архейско-протерозойским) ядром в центре и обрамляющими его по периферии горно-складчатыми сооружениями возрастом от палеозоя до кайнозоя. И, в-третьих, на северо-американских примерах родились многие понятия и термины, вошедшие в мировую литературу.

Центральная часть континента представляет собой в основном равнинную территорию, приподнятую на 200 - 700 м выше уровня моря. По периферии этого центрального ядра складчатые сооружения имеют абсолютные высоты тем большие, чем более молодыми они являются. В качестве складчатого обрамления выступают гренландские каледониды со своим западным продолжением на островах Канадского Арктического архипелага, Аппалачи на востоке континента и Кордильеры на его западе.

I.1. Древняя платформа. Фундамент

Древняя Северо-Американская платформа рассматривается вместе с Гренландией, поскольку на протяжении большей части их эволюции они составляли единое целое, а именно, континент, который получил название Лаврентия. Лишь в начале палеогена, около 60 млн. лет назад, Гренландия в результате рифтинга отделилась от Северной Америки морем Баффина, Девисовым проливом и морем Лабрадор. В силу такой общности истории развития и, соответственно, строения фундамента, в рамках этого единого региона в качестве древнего ядра выделяют Канадско-Гренландский щит. Породы, слагающие этот щит, варьируют по возрасту от приблизительно 4 млрд. лет до 1 млрд. лет.

Канадско-Гренландский щит, подобно другим древним платформенным областям, имеет блоковое строение. Докембрийское ядро кратона состоит из трех главных архейских блоков - эократонов, или “провинций”, по терминологии канадских геологов (рис. 1). Самой крупной является провинция *Сьюпириор* (от английского названия оз. Верхнего). Одновременно она представляет собой один из самых больших архейских блоков в мире. Этот блок занимает восточную часть щита. На северо-

Смит, GI - тектоническая зона Великих Озер.

и 1,7 млрд. лет (гудзонский орогенез). К указанным поясам относится *Трансгудзонский* - самый крупный раннепротерозойский пояс, разделяющий эократоны Сьюпириор и Слейв. Пояс простирается в северо-восточном направлении от канадской провинции Саскачеван, пересекает Гудзонов залив и продолжается на юго-западе Гренландии. Следующий нижнепротерозойский пояс обрамляет с северо-запада блок Слейв. Он носит название *Уопмей*. Эократон Сьюпириор с юга окаймляется раннепротерозойской *Пенокийской системой* субширотного простираения, а с северо-востока - похожей по строению *Лабрадорской системой* того же возраста. По северному краю провинции Нейн в Гренландии протягивается *Ринкидско-Нагсуктокидский пояс* (иногда именуемый Гренландским). Он является северо-восточным продолжением Трансгудзонского пояса, но выделяется в отдельную систему из-за неясных структурных соотношений с последним.

В целом становление фундамента Северо-Американской платформы закончилось к рубежу 1,7 млрд. лет назад. Однако в среднем протерозое возник еще один подвижный пояс, который впоследствии вошел в структуру фундамента кратона. Речь идет об обширном *Гренвильском поясе*, протягивающемся по восточному и юго-восточному краю Северо-Американского континента от Лабрадора до Мексики. Его консолидация завершилась на границе среднего и позднего протерозоя (около 1 млрд. лет назад) в гренвильскую эпоху.

Рассмотрим подробнее структуру и развитие отдельных провинций Канадско-Гренландского щита.

Степень метаморфизма пород, обнажающихся в провинции Сьюпириор, обычно не превышает зеленосланцевую, что достаточно необычно для образований архейского возраста. Среди этих пород выделяются два главных комплекса. Первый, нижнеархейский, распространен главным образом на юге этой провинции (штаты Миннесота и Висконсин США). Комплекс представлен гранитогнейсами группы Мортон возрастом около 3,5 млрд. лет. Более молодые образования, возрастом 3,0 - 2,5 млрд. лет (поздний архей), развиты гораздо шире. Они выполняют квазилинейные зеленокаменные пояса (ЗКП), которые впервые были выделены именно на примере Канадского щита. Размеры этих поясов составляют от многих сотен на первые сотни километров, а в состав выполняющих их пород входят большей частью эффузивы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. По своему внутреннему строению они представляют собой синклинии со сложной структурой, характеризующейся интенсивными дислокациями сжатия. За счет многочисленных надвигов и взбросов мощность разреза существенно увеличивается и может достигать 15 - 20 км. В низах разреза зеленокаменных поясов залегают вулканиты, напоминающие современные океанские толеиты. Однако в их состав входят также не имеющие совре-

менных аналогов специфические ультраосновные эффузивы - коматииты - с повышенным (до 20% и более) содержанием MgO. Как правило, коматииты образуют обширные потоки.

В средней части разреза ЗКП фиксируются эффузивы среднего - кислого состава в сочетании с осадочными образованиями, большей частью кремнистыми аргиллитами. Эти две части разреза залегают более или менее согласно, но третий член разреза - обломочные породы (обычно кварциты) - резко несогласно перекрывает нижележащие комплексы. Гранитоиды в этих поясах начинают формироваться еще до накопления верхнего комплекса. По своему составу они относятся к трондьемит - тоналит - гранодиоритовой ассоциации (ТТГ-ассоциации), которая первоначально имела обобщенное название "серые гнейсы".

Нижний член разреза ЗКП сравнивается с современной океанской корой (за исключением коматиитов). Древняя океанская кора, по оценкам, имела мощность около 20 - 30 км, поэтому в значительной степени соответствовала современным океанским плато. Ее увеличенная мощность (как и присутствие коматиитов) обычно объясняется повышенным тепловым потоком. Температура мантии в позднем архее была приблизительно на 200 °C выше, чем сейчас, соответственно, степень плавления астеносферы была также выше.

Между зеленокаменными поясами прослеживаются зоны развития гранитоидов и вулканогенно-обломочных пород, которые по составу сопоставляются с молодыми вулканическими дугами. В них метаморфизм проявился сильнее чем в ЗКП, и данные породы обычно представлены большей частью ортогнейсами. Области развития зеленокаменных поясов приравниваются к современным окраинным морям. Если указанные сопоставления для позднего архея правомерны, то следует признать, что уже в то время на Земле действовали процессы субдукции. Этот вывод подтверждается сейсмическими исследованиями в Канаде; здесь обнаружены ископаемые зоны субдукции, хотя их датировка остается не совсем определенной. По-видимому, первичные ЗКП закладывались в результате рифтинга, который перерастал в спрединг, потом - в субдукцию и, наконец, в столкновение с океанскими дугами. В итоге образовались т. н. гранит-зеленокаменные области (ГЗО), типичные для архейских ядер кратонов.

Эократон провинции Слейв Канадского щита является вторым по величине после вышеописанного. Он в типичном виде представляет позднеархейскую ГЗО возрастом ~ 2,7 - 2,5 млрд. лет. В пределах провинции зеленокаменные пояса отчетливо несогласно наложены на более древнее основание ТТГ состава с возрастом от 3,15 до почти 4,0 млрд. лет. В строении фундамента принимают участие гранитогнейсы Акаста, возраст которых определен приблизительно в 3,96 млрд. лет; таким образом, они являются одними из древнейших пород на Земле.

Провинция Нейн (Лабрадорско-Гренландский блок), расположенная на востоке п-ова Лабрадор и протягивающаяся на юго-запад Гренландии, заслуживает особого внимания, поскольку в ее пределах обнаружен древнейший на Земле осадочный (ныне метаосадочный) комплекс *Исуа-Акилия*, или Исуа. Комплекс состоит из железистых кварцитов, карбонатных, кремнисто-карбонатных и глинистых пород с включениями конгломератов. Комплекс Исуа-Акилия, радиометрически датированный в 3,82 млрд. лет, несет явные свидетельства накопления в водной среде, более того, он включает остатки фоссилизированных примитивных организмов в виде водорослей и бактерий. Этот факт означает, что уже свыше 3,8 млрд. лет назад поверхность нашей планеты остыла до температуры ниже 100 °С, что привело к образованию гидросферы и, в свою очередь, к зарождению жизни.

Все архейские блоки Северо-Американской платформы имеют разломные ограничения. Как правило, эти разломы выражены надвигами, направленными со стороны нижнепротерозойского обрамления к архейским ядрам. Эти разломные ограничения явно вторичны по отношению к архейским блокам, т. к. секут внутреннюю структуру последних. Отсюда следует вывод, что первоначально (к концу архея) эти блоки были спаяны между собой, образуя единую крупную область развития зрелой континентальной коры, а в раннем протерозое разобщены рифтингом. Как будет показано в дальнейшем, эта закономерность присуща и другим древним платформам.

Распад этого крупного блока континентальной коры начался в Северной Америке уже к концу архея, 2,7 млрд. лет назад, что привело к появлению мощных роев даек. Но максимального развития этот процесс достиг к рубежу 2,2 - 2 млрд. лет назад; именно с этого рубежа широкое развитие получают раннепротерозойские подвижные пояса (т. н. "протогеосинклинали"), описываемые ниже.

Провинция Уопмей, занимающая крайний северо-запад Канадского щита, состоит из трех зон: (1) с северо-запада к эократону Слейв прилегает его древняя пассивная окраина, испытавшая сложную историю деформаций; (2) плутонометаморфический пояс Хоттах; (3) вулканоплутонический пояс Большого Медвежьего озера.

На древней пассивной окраине в классическом виде представлены синрифтовый, пострифтовый и орогенный комплексы, несогласно перекрывающие архейские породы. Здесь широко развиты континентальные толеитовые базальты, которые выше по разрезу сменяются вулканическими породами, переходными по составу между континентальными и океанскими толеитами. Шельфовый разрез пассивной окраины венчается отложениями карбонатной платформы с многочисленными рифовыми телами. К западу (в сторону внутренних зон) отчетливо прослеживается переход к более глубоководным осадкам континентально-

го склона и подножья - контуритам и турбидитам с силлами габбро. В свою очередь, эти отложения перекрыты молассами наложенного краевого прогиба, испытавшими конседиментационную складчатость со срывом осадочного чехла во внутренних зонах и зеленосланцевым метаморфизмом. Дислокации и метаморфизм моласс были вызваны столкновением блока Хоттах с эократоном Слейв. За столкновением последовало формирование вулканоплутонического пояса Большого Медвежьего озера. Развитие описываемого орогена происходило от 1,88 до 1,84 млрд. лет назад.

Еще более впечатляющим примером раннепротерозойских "прото-геосинклиналей" служит Трансгудзонский пояс. Другое его употребительное название - *пояс Черчилл*. Однако первоначально пояс Черчилл выделялся в качестве архейского эократона, и лишь впоследствии было доказано, что эократона как такового не существует, а имеется крупная раннепротерозойская подвижная зона, в которую включены два блока архейской коры с реликтами зеленокаменных поясов возрастом 3,1 - 2,8 млрд. лет, прорванных гранитами возрастом около 2,6 млрд. лет.

По крайней мере в своей юго-восточной части Трансгудзонский пояс заложился на океанской коре, т. к. здесь, вдоль надвигового фронта с соседним эократоном Сьюпириор, известны выходы серпентинизированных ультрамафитов и глубоководных осадочных отложений. Указанные породы являются редким примером раннепротерозойской офиолитовой ассоциации. Здесь же располагается огромный батолит Уотмен (~ 900 на 130 км), простирающийся между двумя фрагментами древних вулканических дуг. Возраст батолита 1,87 млрд. лет.

Трансгудзонский пояс продолжается в пределы Баффиновой Земли и Центральной Гренландии под названием Ринкидско-Нагсуктокидского. Ринкиды-Нагсуктокиды надвинуты на край эократона Нейн, а их архейско-нижнепротерозойский фундамент интенсивно смят и метаморфизован до амфиболитовой фации 1,9 - 1,8 млрд. лет назад во время пенокийского орогенеза. Последние деформации, окончательно сформировавшие ринкиды, произошли в гудзонскую эпоху складчатости, около 1,7 млрд. лет назад.

Одной из главнейших вех в истории Северной Америки является гудзонская эпоха складчатости (1,8 - 1,7 млрд. лет назад). В это время происходили широкомасштабные континентальные коллизии, которые, в частности, привели к объединению эократонов Сьюпириор и Нейн; в результате столкновения возник Лабрадорский ороген.

Лабрадорская система, размером около 800 на 200 км, на юго-востоке срезается более молодым гренвилльским фронтом, но фрагменты ее прослеживаются в пределах гренвиллид далее на юг, до пересечения с одновозрастной Пенокийской складчатой системой. По своей структуре и истории становления Лабрадорская система весьма схожа с Уоп-

мейской, но при этом глубоководность зон седиментации в ней увеличивается с запада на восток.

Раннепротерозойская "протогеосинклиналь" Пенокийской системы обрамляет эократон Сьюпириор с юга, в районе Великих Озер. На запад ее можно проследить в область Великих Равнин, где скважинами вскрываются присущие ей породы, а еще западнее отложения этой зоны обнажаются на юго-востоке Скалистых гор. Фрагменты описываемого пояса картируются далеко на севере, на п-ове Лабрадор, а также в Гренландии, будучи включенными в среднепротерозойский Гренвильский пояс.

Именно Пенокийский складчатый пояс послужил основой для выделения таких глобальных хроностратиграфических подразделений докембрия как архей и протерозой. Стратотипом архея служат породы примыкающей к поясу окраины эократона Сьюпириор, а протерозойским стратотипом - супергруппа Гурон. Данная супергруппа имеет циклическое строение, а четыре ее цикла сложены в основном флювиальными и мелководно-морскими образованиями. В циклах присутствуют бимодальные вулканиты и два горизонта тиллитов. Мощность супергруппы составляет около 5 км. Начало накопления указанных отложений приходится на 2,4 млрд. лет назад, а завершение развития пояса - на 1,85 млрд. лет назад (пенокийская эпоха складчатости).

Южнее Канадского щита и к югу от оз. Верхнее, в штатах Висконсин и Мичиган в отдельных местах из-под отложений чехла выступают гнейсы раннедокембрийского фундамента. По-видимому, они принадлежат крупному раннеархейскому континентальному блоку, который занимает значительную южную часть Северо-Американского континента. Именно столкновение этого блока с эократоном Сьюпириор привело к появлению Пенокийского орогена. Архейский блок надстроен огромным вулканоплутоническим поясом возрастом 1,8 - 1,6 млрд. лет. Пояс испытал переработку в эльсонскую эпоху диастрофизма 1,5 - 1,3 млрд. лет назад, когда здесь мощно проявился аэральный известково-щелочной эффузивный и интрузивный магматизм.

Гренвильский гранулитогнейсовый пояс занимает значительную часть востока Канадского щита. На всех древних материках обнаруживаются его аналоги, при этом сам Гренвильский пояс служит тектонотипом складчатых областей среднепротерозойского возраста (1,2 - 1,0 млрд. лет). Размеры пояса достигают 4000 на 600 км, и на всем его протяжении породы пояса надвинуты на смежные, более древние блоки (Лабрадорский, Сьюпириор, Пенокийский) вдоль Гренвильского фронта. Выступы пород Гренвильского пояса выявлены практически по всей длине Аппалачей, таким образом показывая, что Аппалачи были наложены на гренвиллиды. На юге гренвиллиды поворачивают к западу, погружаются под отложения синеклизы Мексиканского залива, а затем вновь выступают в ядре антеклизы Бенд вблизи границы с Мексикой.

Гренвильский пояс резко отличается по строению как от ГЗО архея, так и от раннепротерозойских "протогеосинклинальных" систем. Породы здесь глубоко метаморфизованы (преобладают амфиболитовая и гранулитовая фации), наблюдается большое количество силлов анортозитов возрастом около 1,5 - 1,4 млрд. лет. Пояс развивался в интервале от 1,7 до 1,0 млрд. лет назад, таким образом, являясь самым молодым в составе Канадско-Гренландского кратона. Заключительной эпохой деформаций пояса является гренвильская (~ 1 млрд. лет назад).

Надвиговый фронт Гренвильского пояса (т. н. Линия Логана), по которому гренвиллиды граничат на западе со смежными, более древними тектоническими элементами, занимает по ширине около 100 км. Помимо надвигового фронта в пределах пояса выделяют еще несколько зон, большинство из которых отличается чрезвычайно сложной структурой. Так, в Центральной метаосадочной зоне образования супергруппы Гренвилл, по-видимому, полностью сорваны с архейско-нижепротерозойского фундамента. Гренвильский пояс имеет явное коллизийное происхождение, хотя условия этой коллизии остаются не ясными. До сих пор ведутся споры относительно положения главной сuture этого пояса. По-видимому, одним из элементов, участвовавших в коллизии, служил собственно Канадский щит; вторым элементом могла быть часть будущей Гондваны, и его корни следует искать, вероятно, в Африке.

Таким образом, фундамент Североамериканской платформы был консолидирован к началу позднего протерозоя. Уже после гудзонского орогенеза, с раннего - среднего рифея, стал накапливаться его чехол.

1.2. Чехол древней платформы

Осадочный чехол платформы развит в рифтах - авлакогенах и пологих синеклизах. Наиболее широкое развитие авлакогены получили в среднем рифее (~ 1,4 - 1,0 млрд. лет назад). Одна система авлакогенов этого возраста выявлена вдоль северного края континента, на Канадском Арктическом архипелаге, вплоть до северо-западной Гренландии. Возможно, что эта система была связана с заложением Протоарктического океана Посейдон, который замкнулся в гренвильскую эпоху орогенеза. Вторая система среднерифейских рифтов располагается в пределах Мидконтинента; она образует типичное тройное сочленение несколько севернее оз. Верхнее. В рифтах осадочной составляющей обычно являлись грубообломочные красноцветы. Их накопление сопровождалось излияниями базальтов. Одно из самых грандиозных в мире проявлений базальтового магматизма имело место в рифтах Мидконтинента: видимая мощность лав здесь достигает 12 км, а их объем - не менее 400 тыс. куб. км. Согласно сейсмическим данным, мощности магматических пород могут быть еще большими. Имеются также интрузивные тела, среди кото-

рых особенно выделяется Дулутский плутон габбро-анортозитов на северном берегу оз. Верхнего.

Известен ряд и других среднепротерозойских рифтовых систем меньшего размера, в частности, в Кордильерах (см. ниже).

Развитие среднерифейских рифтов продолжалось и в позднем рифее, до рубежа приблизительно 850 млн. лет назад. После этого континент окончательно спаялся в единое целое, а осадконакопление стало происходить преимущественно в синеклизах. Однако после рубежа 1 млрд. лет назад произошла еще одна эпоха рифтинга, которая длилась от позднего рифея до среднего кембрия. Рифтовая система имела сложную конфигурацию; над субширотной ее ветвью 520 млн. лет назад возникло инверсионное поднятие Вичита, которое до сих пор хорошо выражено в рельефе, а над субмеридиональной ветвью - *Иллинойская и Мичиганская синеклизы*. Горы Вичита (штаты Арканзас и Миссури) сложены преимущественно кислыми эффузивами и гранитами ранне-среднекембрийского возраста.

Накопление типичного платформенного чехла началось в позднем кембрии - ордовике, с началом крупной трансгрессии. В целом осадочный чехол Североамериканской платформы делится на три комплекса: морской верхний кембрий - нижний карбон; преимущественно паралические отложения верхнего карбона - перми; мелководно-морские и континентальные образования мезозоя и кайнозоя. Площадь распространения комплексов по мере их омоложения последовательно убывает, и самый молодой из них развит лишь в области, прилегающей к Кордильерам.

Самый древний осадочный комплекс распространен наиболее широко, хотя его нижняя часть (вплоть до девона) ныне сохранилась в основном в *синеклизе Гудзонова залива*. Кроме того, на островах Канадского Арктического архипелага широко развиты ордовикские отложения. Не вызывает сомнения, что ордовикско-девонская трансгрессия охватывала весь Канадский щит. Накопление нижнего комплекса происходило в спокойных тектонических условиях. Обычно глубины бассейнов седиментации не превышали нескольких десятков метров. Поэтому в разрезах доминируют кварцевые песчаники, мелководные (в том числе рифогенные) известняки, доломиты и эвапориты. Лишь в отдельные моменты, отмеченные накоплением черных сланцев, глубины седиментации достигали нескольких сотен метров. На этом этапе формировался чехол Мидконтинента, где возникли три относительно обособленных синеклизы - *Западная Внутренняя*, *Мичиганская* и *Иллинойская*. На западе эти синеклизы Трансконтинентальным поднятием северо-восточного простирания отделялись от крупной *синеклизы Виллистон* (на юге) и *Западно-Канадского бассейна* (на севере). Последний достиг пика развития в девоне. К концу раннего карбона Западная

Внутренняя синеклиза была расчленена узким меридиональным горстом Немаха на два отдельных бассейна. В пределах указанных синеклиз мощности накопившихся осадков измеряются первыми сотнями метров для каждого отдела.

На границе раннего и среднего-позднего карбона (миссисипий/пенсильваний, по американской геохронологической шкале) в синеклизах Мидконтинента стиль осадконакопления резко меняется. Накапливается паралическая угленосная формация, напоминающая донбасскую. Пенсильванская угленосная формация имеет четкую цикличность, причем циклы коррелируются на десятки километров. Синеклизы Мичиганская, Иллинойская вместе с Преаппалачским прогибом объединяются в единый *Восточный Внутренний каменноугольный бассейн*. Угли в нем имеют промышленное значение. На западе платформы (от штатов Юта и Колорадо до Оклахомы и Техаса) происходит крупная перестройка структурного плана и возникает система "Древних Скалистых гор" - сопряженные поднятия и прогибы северо-западного простирания. За счет сноса с воздымавшихся поднятий в соседних впадинах накопилось до 15 - 16 км терригенных осадков пенсильванского-раннепермского возраста. Южнее зоны "Древних Скалистых гор", на самом юго-западе платформы, между фронтом Скалистых гор и выходами докембрия в ядре антеклизы Бенд, синхронно развивался *Западно-Техасский*, или *Пермский бассейн*. В нем наблюдается классический многокилометровый морской разрез перми: черные битуминозные сланцы, алевролиты, карбонаты (включая рифовые тела по периферии бассейна и на внутренних поднятиях) и красноцветы в сочетании с солями. Область Мидконтинента в пермское время представляла собой сушу, но Виллистонский и Западно-Канадский бассейны еще испытывали погружения вплоть до раннего триаса.

Верхний комплекс чехла распространен только по западной окраине платформы, в области, прилегающей к Кордильерам и охватывающей Восточные Скалистые горы и Великие Равнины. Мезозойско-кайнозойские отложения в пределах древней платформы маломощны и представлены лагунными красноцветами, мелководными морскими и терригенными отложениями, реже - карбонатно-глинистыми.

I.3. Складчатое обрамление платформы

I.3.1. Каледониды Гренландии и Иннуитская система

Наиболее древним элементом складчатого обрамления платформы являются каледониды восточной Гренландии. Эта область служит западной окраиной обширной каледонской системы, в которую входят также разновозрастные системы Скандинавии, Британии и Ирландии.

Гренландские каледониды интенсивно дислоцированы. Самые молодые складчатые образования здесь имеют ордовикско-силурийский воз-

раст. Их структура осложнена лежащими складами, надвигами и взбросами с юго-западной вергентностью. В дислокациях участвуют и ремобилизованные породы докембрийского фундамента. Поздний протерозой (супергруппа Элеонор-Бей) представлен мощной толщей обломочных, в меньшей степени карбонатных пород с прослоями ледниковых отложений. Выше залегают кембрийские, ордовикские, местами силурийские отложения небольшой мощности. Их карбонатный состав указывает на типично шельфовое происхождение. Похожий разрез наблюдается и на арх. Шпицберген. Все эти породы испытали дислокации, метаморфизм и гранитизацию перед девоном. В разрезах девона доминируют рифтогенные красноцветы. Вышележащие отложения (вплоть до юры) отражают платформенный этап развития этой области каледонской складчатости.

На крайнем северо-востоке острова восточно-гренландские каледониды почти под прямым углом сочленяются с северо-гренландскими. Последние продолжаются в пределы Арктического архипелага Канады, где каледонская складчатость постепенно затухает к западу. На островах Канадского Арктического архипелага появляется флишеоидный девон, а к юго-западу от о-ва Элсмир нижний палеозой-девон сложен уже бассейновыми отложениями. Складчатость в этой области проявилась позднее - в конце девона - самом начале карбона (элсмирский орогенез). Эта область, охватывающая север Канадского архипелага и продолжающаяся в северную Аляску, носит название *Иннуитской системы* (или *Франклинской геосинклинали*).

На самом севере архипелага, на о-ве Элсмир, известны офиолиты, видимо, ордовикского возраста, а также образования типа вулканической дуги. Здесь располагается самостоятельный террейн - Пирия, надвинутый к югу.

1.3.2. Аппалачская система

Эта гигантская складчатая система протягивается на расстояние более 3000 км вдоль восточного побережья Северной Америки от Ньюфаундлендского шельфа до побережья Мексиканского залива (Галф Кост), где она погружается под чехол мезо-кайнозойских отложений. Вдоль простираения в ее пределах выделяют три крупных сегмента: Ньюфаундлендский, Северные Аппалачи (приблизительно до широты Нью-Йорка и р. Гудзон) и Южные Аппалачи. Каждый из этих сегментов, обладая определенным сходством структуры, имеет свои особенности развития и строения. Главное отличие между ними заключается в том, что на севере (Ньюфаундленд и Северные Аппалачи) проявилась раннедевонская (акадская) складчатость, а в Южных Аппалачах заключительной стадией деформаций служила аллеганская, имевшая место в середине ранней перми.

В целом Аппалачи по своей структуре достаточно близко напоминают Урал, но последний заложился в ордовике и развивался до триаса, а Аппалачи начали свое развитие в раннем кембрии и продолжали развиваться вплоть до ранней перми.

Ньюфаундлендский сегмент. На Ньюфаундленде Аппалачская складчатая система крупным разломом отделена от Канадского щита. В рамках описываемого сегмента, вкрест простирания системы с запада на восток выделяются следующие зоны: хребет Лонг-Рейндж; Центральная зона; Восточная зона.

На *хр. Лонг-Рейндж* известны выходы гренвилльского фундамента. На фундаменте залегают обломочные и карбонатные отложения кембрия в мелководных фациях с типичной лаврентьевской фауной. Кембрий тектонически перекрыт надвинутыми с востока офиолитами. Становление офиолитовых покровов датируется ранним ордовиком. Если *хр. Лонг-Рейндж* отвечает окраине Лаврентии, то *Центральная зона*, откуда произошло надвигание офиолитовых пластин, соответствует осевой части раннепалеозойского океана Япетус, который отделял Лаврентию от Балтики (Восточно-Европейского кратона). Отложения Центральной зоны по возрасту варьируют от раннего палеозоя до раннего девона. Здесь сохранились корни кембрийско-нижеордовикских офиолитов и образования островных дуг. Центральная зона испытала таконские (O_3) и акадские (D_1) деформации. На востоке Центральной зоны уже обнаруживаются отложения противоположного (балтийского) края океана Япетус. Они представлены породами кембрия-ордовика и отчасти силура, накопившимися в обстановке континентального склона и подножия.

Самая восточная зона этого сегмента в географическом плане отвечает *п-ову Авалон*. Зона сложена преимущественно ранневендскими островодужными и поздневендскими бимодальными вулканитами, которые перекрыты шельфовыми карбонатными и терригенными породами кембрия-ордовика с балтийской фауной. Своеобразие строения этой зоны позволило высказать предположение о существовании континента (микроконтинента) Авалония, который располагался в океане Япетус между Лаврентией и Гондваной; первоначально ближе к последней, и впоследствии испытал сложные коллизии с основными материками. Заключительная фаза складчатости Восточной зоны - акадская.

Северные Аппалачи. Этот сегмент Аппалачского складчатого пояса также подстилается гренвиллидами, слагающими "первичный фундамент", на котором с кембрия начал накапливаться осадочный чехол. Тектоническая зональность, присущая Ньюфаундлендскому сегменту, прослеживается и в Северных Аппалачах. Однако окончательно структура сегмента была создана в результате двух диастрофических событий - таконских и акадских. Последние были общими для Ньюфаундленда и Северных Аппалачей. В таконскую эпоху произошла глав-

ная складчатость и гранитизация. Уже в раннекаменноугольное время стиль осадконакопления и на Ньюфаундленде, и в Северных Аппалачах резко изменился. Возникает серия неглубоких впадин, ограниченных листрическими сбросами, в которых накапливаются терригенные, карбонатные и эвапоритовые отложения; в пенсильвании они сменяются континентальными угленосными, а в ранней перми - красноцветными. Общая их мощность достигает 5 - 6 км.

Таким образом, история развития Северных Аппалачей охватывает интервал времени от кембрия до девона, хотя самый восток этого сегмента был также затронут вторичными позднепалеозойскими дислокациями в аллеганскую эпоху.

В Северных Аппалачах передовой прогиб отсутствует, и здесь повсеместно образования этого складчатого пояса непосредственно надвинуты к западу на грениллитиды вдоль Линии Логана.

Южные Аппалачи. Южные Аппалачи имеют существенно большую ширину по сравнению с описанными сегментами и в отличие от них граничат на западе не с Канадским щитом, а с плитой Мидконтинента, с которой сочленяются через позднепалеозойский передовой прогиб. В рельефе этот прогиб выражен в виде Аллеганского плато, служащим водоразделом рек, впадающих в Атлантический океан и Мексиканский залив. *Предаппалачский прогиб* заполнен в основном паралическими угленосными отложениями пенсильвания, которые надстраивают нижне- среднепалеозойский осадочный чехол смежной платформы. Прогиб лишь частично затронут складчатыми деформациями, а его глубина достигает 7 км.

В пределах собственно Южных Аппалачей также выделяют три зоны. Самая северо-западная - зона *Кряжей и долин* - надвинута, а на юге даже шарьирована (с амплитудой в несколько десятков километров) на Преаппалачский прогиб. "Кряжи" сложены устойчивыми к выветриванию кварцитами, тогда как в "долинах" распространены глинисто-карбонатные отложения. В кембрии-раннем карбоне эта зона отвечала глубокому шельфу пассивной континентальной окраины Лаврентии. Сейсмические исследования показали, что палеозойские отложения здесь сорваны с докембрийского фундамента. Зона являет собой типичный пример так называемой "тонкокожей тектоники" (thin-skinned tectonics, по англоязычной терминологии).

Шельфовый разрез зоны Кряжей и долин претерпел одноразовую складчатость в аллеганскую эпоху. Однако в разрезе встречаются признаки проявления таконских и акадских деформаций в виде "обломочных клиньев", сложенных грубыми кластическими разностями и отражающих события в более внутренних зонах.

Следующую в юго-востоку зону составляет *хр. Блю-Ридж* (рис. 2), который надвинут на ранее описанную зону. В хребте обнажен среднепротеро-

зойский гренвильский фундамент, выше лежат верхнепротерозойские обломочные и вулканогенные бимодальные породы. Эти породы принадлежат начальной (рифтинговой) фазе заложения океана Япетус. Разрез венчается нижнекембрийскими кварцитами и глинистыми сланцами.

Самой восточной является зона *Пидмонта*, отделенная от предшествующей надвиго-сдвигом. Зона погружается к юг-юго-востоку, где перекрывается чехлом мел-кайнозойских отложений Приатлантических равнин. Пидмонт является аналогом Центральной зоны Ньюфаундленда и Северных Аппалачей. Как и в указанных зонах, здесь также распространены раннепалеозойские офиолиты и сопутствующие глубоководные осадочные образования, имеющие возраст до раннего девона включительно. Кроме того, особенность этой зоны заключается в наличии большого количества гранито-гнейсовых куполов гренвильского фундамента, которые обнажаются в многочисленных тектонических окнах

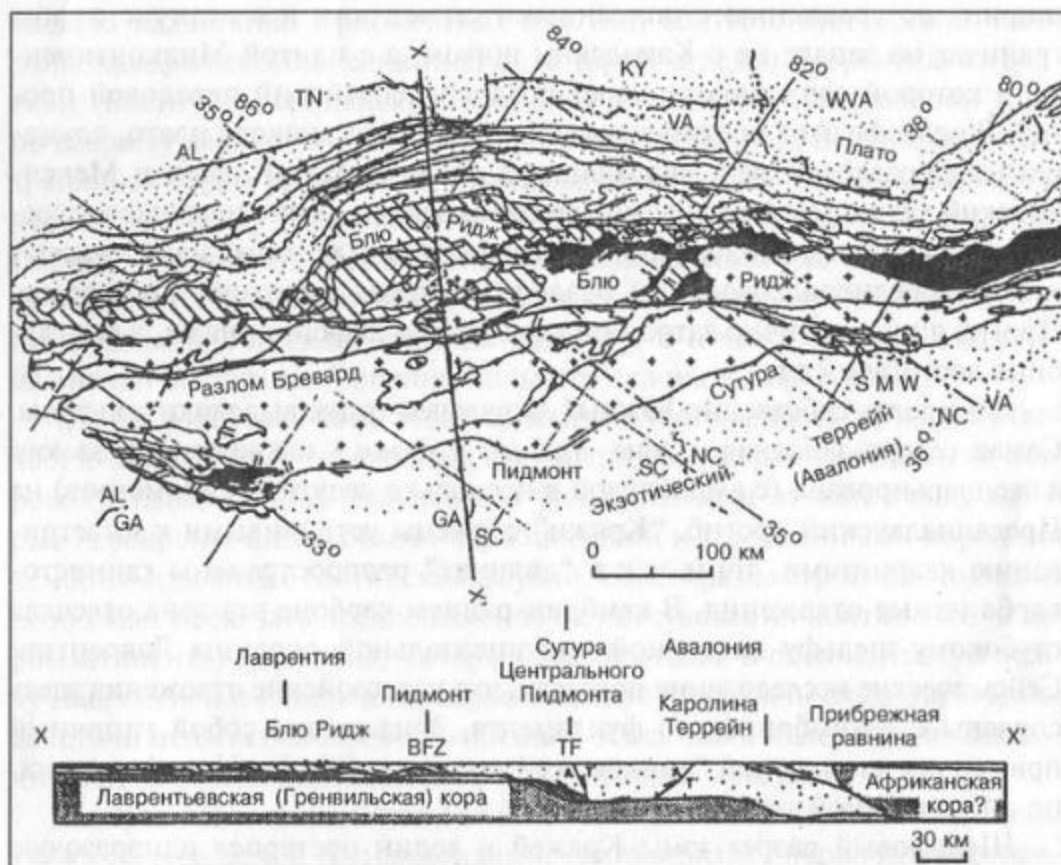


Рис. 2. Тектоническая карта и верхнекоровый профиль центральной и южной частей Аппалачского орогена (по Г. Р. Келлеру и Р. Д. Хатчеру): SWM - тектоническое окно Сауратон-Маунтин. Штаты: AL - Алабама, GA - Джорджия, TN - Теннесси, KY - Кентукки, WVA - Зап. Вирджиния, SC - Юж. Каролина, NC - Сев. Каролина, VA - Вирджиния

среди образований нижнего-среднего палеозоя. Зона испытала изначальные таконские и акадские деформации, которые были вызваны столкновениями вулканических дуг с окраиной Лаврентии. Основной эпохой деформаций была аллеганская, приведшая к метаморфизму амфиболитовой фации и внедрению гранитоидных интрузий.

Подобно зоне Кряжей и долин, отложения зон Блю-Ридж и Пидмонта сорваны с древнего (гренвильского) фундамента, что подтверждается данными сейсмических исследований.

На юге Аппалачей, на п-ове Флорида, бурением установлены аналоги Авалонского микроконтинента, при этом следует отметить, что разрезы северной Флориды очень похожи на сенегальские, по другую сторону Атлантики. Аллеганская эпоха складчатости в Аппалачах была вызвана основным столкновением Авалонии с Лаврентией, хотя окончательной коллизии предшествовали несколько более слабых.

Южные Аппалачи продолжаются к юго-востоку под покровом Приатлантических равнин, а также к западу в виде позднепалеозойской покровно-складчатой системы *Уошито-Маратон*. Этот сегмент палеозоид почти под прямым углом сочленяется с Южными Аппалачами. Он ограничивает Северо-Американский кратон с юга, а обнажения слагающих его пород с перерывами прослеживаются до северо-восточной Мексики, где они скрываются под мезо-кайнозойским чехлом Галф-Коста. В целом зона Уошито-Маратон представляет собой серию надвиговых пластин, сложенных отложениями верхнего кембрия-нижней перми и перемещенных к северу, в направлении древней платформы. Породы от верхнего кембрия до середины карбона представлены глубоководными разностями, накопившимися в условиях континентального склона, подножья и даже ложа, вероятно, окраинного моря. В терригенном флише миссисипия-нижнего пенсильвания присутствуют олистостромовые горизонты, причем олистолиты поступали в бассейн как с севера, так и с юга. Одновременно с формированием нижнепенсильванского флиша в зоне Уошито-Маратон начались складчато-надвиговые деформации. Нижняя пермь относится к молассам, накопившимся в области передового прогиба Аркома севернее гор Уошито. В это же время в зоне гор Маратон (близ границы с Мексикой) аккумулируется флиш и происходят деформации. В пределах обнаженной части этого складчатого сооружения весь осадочный комплекс находится в аллохтонном залегании. Породы слабо метаморфизованы.

Вопрос о природе бассейна Уошито-Маратон остается открытым; из-за отсутствия офиолитов о типе его коры судить трудно. Однако появление в разрезах раннего карбона продуктов размыва вулканической дуги говорит о субдукции Уошитского бассейна под эту дугу и о последующем столкновении дуги (и, возможно, микроконтинента) с южной окраиной материка.

1.3.3. Кордильеры Северной Америки

Протяженность этого горно-складчатого сооружения достигает 8000 км, ширина - до 1500 км, а высота отдельных гор превышает 6 км. Начало заложения этого гигантского пояса датируется серединой позднего рифея, а длительность его развития составляет около 750 млн. лет. Кордильеры претерпели сложную эволюцию, в течение которой регистрируются несколько эпох и фаз диастрофизма: антлерская, сономская, невадская, сеvierская и ларамийская (см. Приложение). На тихоокеанском побережье орогенез продолжается до настоящего времени. На севере Кордильеры наложены на Иннуитскую систему а на юге - на Уошито-Маратонскую.

По простиранию Кордильер выделяют четыре главных сегмента, в целом соответствующих географическому делению: Аляскинский, Канадский, Северо-Американский и Мексиканский. Во всех сегментах вкрест простирания пояса различают две мегазоны - *Внутреннюю (Притихоокеанскую)* и *Внешнюю (Скалистые горы)* (рис. 3). Внешняя мегазона в своей основе имеет раннедокембрийский фундамент Северо-Американского кратона и развивалась в течение палеозоя - мезозоя, завершив свою эволюцию ларамийским орогенезом. Внутренняя, Притихоокеанская зона обладает чрезвычайно гетерогенным, мозаичным строением; она заложилась на океанском основании, реликты которого представлены офиолитами, и состоит из почти четырех десятков блоков - террейнов различного размера, структуры, возраста и происхождения.

Для всей цепи Кордильер характерной особенностью является прерывистая цепь молодых и современных вулканов, а также гранитоидных батолитов, протянувшаяся от Аляски до Мексики в пределах обеих мегазон. Практически на всем своем протяжении Кордильеры отделены от смежной платформы рядом передовых прогибов, которые начали свое развитие в меловое время.

Внешняя мегазона Кордильер имеет чешуйчатое строение из-за надвигов и покровов осадочного чехла, направленных в сторону платформы и имеющих горизонтальную амплитуду в десятки километров. Эта "тонкокожая" тектоника прекрасно читается, т. к. в ряде мест сорванный с фундамента кембрий залегает почти горизонтально на меловых отложениях. Под покровными пластинами вскрываются залежи нефти и газа.

Аляскинский сегмент США построен наиболее сложно и изучен менее других. Главной структурой Северной Аляски служит *хребет Брукса*, отвечающий Внешней мегазоне Кордильер. Хребет надвинут к северу на передовой прогиб, выполненный отложениями альба-кайнозоя. Собственно хребет по своей структуре также представляет собой серию покровных пластин, разделенных по крайней мере двумя поверхностями срыва и сложенных породами возрастом от протерозоя до кайнозоя.

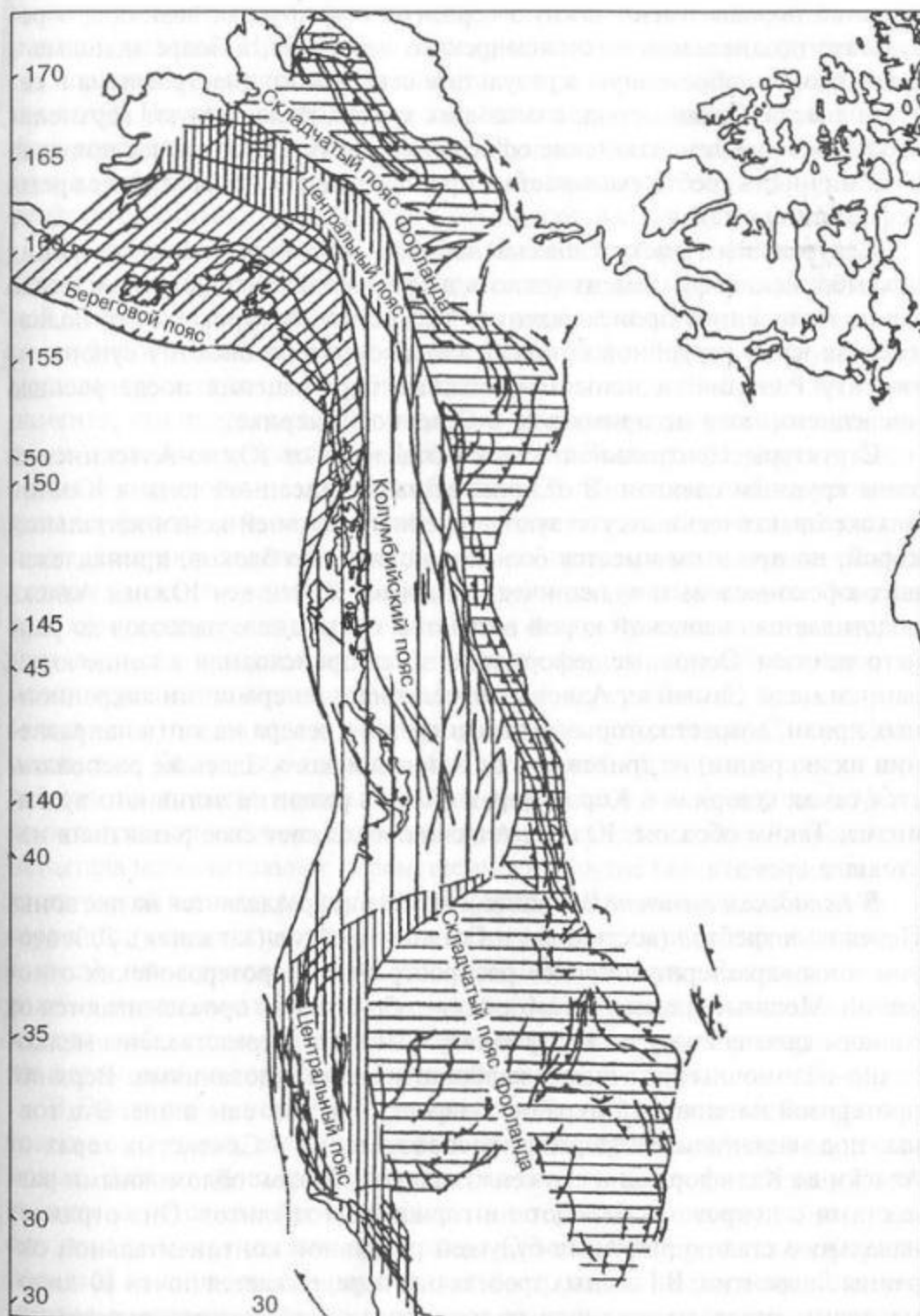


Рис. 3. Тектоническая зональность Северо-Американских Кордильер (по Дж. С. Олдоу)

Древние породы имеют южную вергентность, которая возникла в результате позднедевонского элсмирского орогенеза, а более молодые - северную, приобретенную в результате северского диастрофизма в середине мела. Среди пород, слагающих хребет, присутствуют верхнепалеозойско-нижнемезозойские офиолиты и островодужные ассоциации. Сейсмичность хребта указывает на продолжающиеся в настоящее время деформации сжатия.

Центральная Аляска сложена набором террейнов, часто имеющих докембрийский фундамент (вплоть до раннепротерозойского) и не до конца выясненное происхождение. Можно констатировать, что подавляющая часть террейнов принадлежит неопротерозойскому суперконтиненту Родиния¹ и испытала сложные перемещения после распада последнего, пока не примкнула в Северной Америке.

Структуры Центральной Аляски отделены от Южно-Аляскинской зоны крупным сдвигом. В отличие от вышеописанной зоны в Южной Аляске практически отсутствуют террейны с древней континентальной корой, но при этом имеется большое количество блоков, принадлежащих юрско-меловым вулканическим дугам. Почти вся Южная Аляска подстилается океанской корой возрастом от позднего палеозоя до раннего мезозоя. Основные деформации здесь происходили в конце юры-раннем мелу. Самый юг Аляски сложен тремя генерациями аккреционных призм, возраст которых омолаживается с севера на юг (в направлении их аккреции) от триасового до кайнозойского. Здесь же располагается самая северная в Кордильерах область развития активного вулканизма. Таким образом, Южная Аляска продолжает свое развитие в настоящее время.

В Канадском сегменте Внешняя мегазона подразделяется на две зоны: Передовых хребтов (восточная) и Главных хребтов (западная). Для второй зоны характерно широкое распространение протерозойских отложений. Мощные среднепротерозойские образования прослеживаются от Канады дальше к югу по всему западу США. Они представлены мелководно-обломочными, отчасти карбонатными образованиями. Верхний протерозой на западной окраине Лаврентии развит еще шире. Эта толща, под названием Уиндермир, распространена в Скалистых горах от Аляски до Калифорнии и сложена главным образом обломочными разностями с покровами базальтов и горизонтом тиллитов. Она отражает начальную стадию рифтинга будущей пассивной континентальной окраины Лаврентии. В Главных хребтах она перекрывается почти 10-километровым разрезом шельфовых терригенно-карбонатных отложений, которые здесь заканчиваются средним девоном. В Передовых хребтах

¹ Родиния - суперконтинент, возникший после гренвильского орогенеза и распавшийся после рубежа 750 - 700 млн. лет назад.

мощность этого комплекса меньше, а его возраст омолаживается до раннего мезозоя. На сейсмических профилях поверхность фундамента прослеживается с востока Внешней зоны до западной границы Скалистых гор. По этой поверхности весь комплекс верхнедокембрийских и фанерозойских пород был сорван с фундамента и надвинут на смежную платформу в ларамийскую эпоху. Латеральное сокращение коры в результате сжатия, приведшего к срыву, составляет более 200 км.

Крупным листрическим сбросом Скалистые горы в Канадском сегменте отделены от *Главного метаморфического ядра Кордильер* (Внутренней мегазоны). Степень метаморфизма пород к западу от сброса доходит до амфиболитовой и гранулитовой. Вероятно, в строение Внутренней мегазоны участвуют и ремобилизованные блоки докембрийского фундамента, что подтверждается отдельными радиометрическими датировками, дающими возраст 2,1 - 1,8 млрд. лет. Выше по разрезу эти образования сменяются позднедокембрийско(?) - раннепалеозойскими менее метаморфизованными породами первично осадочного генезиса, а еще выше залегают зеленые сланцы девона-триаса, изначальные осадки которых накапливались в довольно глубоководных условиях. Описанные комплексы имеют несколько неопределенную позицию в отношении возраста и тектонической принадлежности, что объясняется их неоднократной тектоно-метаморфической переработкой, аллохтонным залеганием и принадлежностью к различным террейнам. Северо-Американские Кордильеры являются классической областью развития террейнов, на примере которых и была выработана эта концепция. Часть этих террейнов несомненно возникла на западной окраине Лаврентии и испытала незначительное перемещение, но другие характеризуются субтропической тетической фауной или фауной, свойственной Сибири. Часть террейнов относится к категории экзотических (или подозрительных - suspect), чье происхождение установить не удастся. Палеомагнитные данные показывают, что некоторые террейны испытали перемещения, измеряемые первыми тысячами километров. Основными направлениями перемещения террейнов были северное и восточное.

В Притихоокеанской зоне появляется большое количество офиолитовых комплексов, возраст которых меняется от поздней юры до неогеновых. Возраст офиолитов закономерно омолаживается в сторону Тихого океана, отражая процесс аккреции террейнов, начавшийся с тех пор, как западная пассивная окраина Северной Америки трансформировалась в активную. Широко развиты островодужные вулканы и гранитоиды, возраст которых варьирует от раннемезозойского до современного. Самые крупные батолиты, внедрившиеся по разломам, имеют плановые размеры свыше 1000 на 200 км.

Северо-Американский сегмент. В пределах США ширина Кордильер возрастает вдвое по сравнению с вышеописанным сегментом из-за того,

что в конце мела в орогенез здесь была вовлечена значительная краевая часть древней платформы. Вследствие этого полоса передовых прогибов сместилась к востоку, в область Великих Равнин. В число этих передовых прогибов входят такие крупные бассейны как Паудер-Ривер и Денвер, заполненные 2-3-километровым слоем моласс самого конца мела-палеоцена.

В Северо-Американском сегменте структура Скалистых гор необычна для орогена: здесь вместо линейных складок имеются многочисленные сводовые поднятия, в ядрах многих из которых обнажаются ранне-докембрийские образования, а в понижениях между сводами присутствуют породы от палеозоя до кайнозоя.

На юге этого сегмента Скалистые горы смыкаются с областью *Большого Бассейна* (штаты Юта и Аризона). Большой Бассейн возник в результате кайнозойского растяжения и наложен на обе мегазоны Кордильер. Западным его ограничением служит хр. Сьерра-Невада, а восточным - плато Колорадо. Современная структура бассейна выражена серией односторонних горстов и грабенов, разграниченных листрическими сбросами, имеющими общую поверхность срыва, полого наклоненную к востоку. При этом континентальная кора бассейна утонена до 30 км и даже менее. Особенности глубинной тектоники хорошо отражены в рельефе местности: плечи горстов соответствуют горным грядам, а грабены - линейным понижениям, заполненным молассами с покровами базальтов. Поэтому эта область получила второе название - *провинция Бассейнов и хребтов*. Дислокации, свойственные этой провинции, распространяются к югу, в район пустыни Сонора в Мексике. Размеры растяжения, которые начались в Большом Бассейне в олигоцене, а продолжаются до настоящего времени, оцениваются в 200 - 250 км. Область Бассейнов и хребтов представляет собой типичную молодую полирифтовую систему, изучение которой сыграло большую роль в понимании строения и эволюции других континентальных рифтов.

Притихоокеанская зона Кордильер в данном сегменте сложена коллажем разнообразных террейнов, которые в северной части мегазоны перекрыты обширным миоценовым базальтовым плато Колумбия. Кроме базальтов здесь присутствует большое количество гранитоидных батолитов преимущественно юрско-среднемелового возраста. Принципиальная структура этой мегазоны сложилась на границе эоцена и олигоцена, но с олигоцена она испытала тектоническую переработку из-за изменения картины перемещения литосферных плит в Тихоокеанском регионе. С олигоцена отрезок Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта по западному ограничению плиты Фараллон стал субдуцировать под континент в районе Калифорнии (см. раздел XV.4). Субдукция сменилась трансформным перемещением, и возник известный правый сдвиг Сан-Андреас, общая амплитуда смещения по которому к настоящему

времени достигает приблизительно 315 км. Часть прежде единой зоны субдукции сохранилась к северу от трансформного разлома Мендосино под Каскадные горы северо-запада США.

Мексиканский сегмент. Географически данный сегмент охватывает территории Мексики, Гватемалы и Белиза. От более северного сегмента он отделен крупным правым сдвигом Мохаве-Сонора с северо-западным простиранием. На юге сегмент ограничен также сдвиговой зоной Полочик-Мотагуа, которая отделяет его от Карибской литосферной плиты.

Мексиканский сегмент, подобно более северным, подразделяется на мегазоны. Он включает ряд передовых прогибов, причем последние узкие и заполнены палеоцен - эоценовым флишем и олигоцен - неогеновой морской молассой.

Внешняя мегазона похожа на аналогичную в пределах США по своей структуре (преимущественно надвиги к востоку), шельфовому характеру разреза верхнеюрско-меловых отложений, ларамийским деформациям и интрузивному магматизму. Отличается же она, главным образом, тем, что часть ее наложена на юго-западное продолжение палеозойской складчатой системы Уошито-Маратон, причем палеозой отделен от верхней юры континентальной красноцветной толщей с эвапоритами. Кроме того, самая восточная часть этой мегазоны, включая шельф Мексиканского залива, подверглась складчатым деформациям в миоцене. Во Внутренней мегазоне широко представлены гранитные батолиты среднего мела, офиолиты и офиолитовый меланж позднеюрско-раннемелового возраста, островодужные вулканиты раннего-среднего мела и ларамийские гранитоиды. Заключительной ларамийской фазе деформаций предшествовали по крайней мере еще три фазы.

В южной части Мексиканского сегмента протягивается Трансмексиканский вулканический пояс, который пересекает Мексику от Тихого океана до Мексиканского залива и включает несколько действующих вулканов. Хотя этот андезито-базальтовый пояс не параллелен активной зоне субдукции к западу от него, он, несомненно, связан с ней своим происхождением.

1.4. Мексиканский залив и его побережье (Галф Кост)

Впадина Мексиканского залива на юг-юго-востоке Северо-Американского континента возникла в начале средней юры. Ее центральную часть с глубиной свыше 4 км занимает *впадина Сигсби*, которая подстилается океанской корой. По периферии Мексиканского залива, в его мелководной части и на побережье фундамент был консолидирован в кадомское и позднегерцинское время. Кадомиды распространены в районе п-овов Юкатан и Флорида (возможно, также в Техасе и прилегающей части Мексики), а герциниды представлены системой Уошито-Маратон.

Над соленосной толщей верхов средней юры в Мексиканском заливе наблюдается практически полный разрез мела и кайнозоя, общая мощность которого достигает 16 км. Начиная с олигоцена осадки здесь приобретают терригенный характер благодаря выносу рек Миссисипи, Рио-Гранде и др., формирующих в заливе мощные конусы выноса. Весь бассейн опоясывается полосой среднемелового барьерного рифа, который продолжается в сторону Флориды, а затем прослеживается вплоть до Ньюфаундленда.

В северной части Галф Коста в структуре чехла доминируют относительно изометричные своды с разделяющими их прогибами. На сводах часто наблюдаются магматические проявления, причем магматические продукты имеют мантийное происхождение. Основное время формирования этих сводов датируется ларамийской эпохой складчатости. В более же южной части бассейна (прибрежная часть и шельф) господствует соляная тектоника, масштабы которой возрастают (вплоть до появления крупных соляных гряд) при переходе от шельфа к континентальному склону.

1.5. Основные этапы развития Северо-Американского материка

История становления Северо-Американского континента охватывает интервал времени в 4 млрд. лет, если судить по сохранившейся геологической летописи. Древнейшими породами континента являются гнейсы возрастом 4 - 3,5 млрд. лет, которые слагают реликты протоконтинентальной коры ТТГ состава. Но уже в начале архея здесь могли существовать участки с корой океанского типа. В Северной Америке не известны зеленокаменные пояса среднего архея, которые есть на других древних кратонах. К позднему архею, в результате кеноранской эпохи диастрофизма, архейские блоки объединяются в единое целое.

В начале протерозоя произошел раскол первоначально сложившегося архейского континента (Прото-Лаврентии), который уже имел зрелую континентальную кору. Возможно, что Прото-Лаврентия входила в состав первой Пангеи (см. заключительную главу). В конце раннего протерозоя разобщенные архейские блоки вновь сочленяются между собой складчато-надвиговыми системами, и после гудзонской эпохи (~ 1,7 млрд. лет назад) сплошность континентальной коры восстанавливается.

В среднем рифее возникает обширная рифтовая система Мидконтинента, которая характеризовалась интенсивными излияниями платобазальтов. В это же время формируется наложенный Гренвильский гранулитогнейсовый пояс, развитие которого завершилось 1 млрд. лет назад. Гренвильский пояс служит продуктом распада эпираннепротерозойской Пангеи, существовавшей в раннем рифее.

После консолидации гренвиллид древние архейские ядра вновь спаиваются в суперконтинент - Родинию. Реконструкции Родинии довольно противоречивы из-за недостатка имеющихся данных. По одним реконструкциям (А. Вейл и др.), к Лаврентии с северо-запада примыкал Австралийский эократон, а с юга - эократоны Рио-Плата, Амазония и Балтика. В реконструкциях Дж. Пайпера к Лаврентии с запада причленена Сибирь.

Переломный этап в развитии Северо-Американского континента начался в позднем протерозое. От Лаврентии отделяются Антарктида, Австралия и южно-китайские древние блоки. На месте будущих Кордильер возникает пассивная континентальная окраина Протопацифика. С востока от Лаврентии откалываются Амазония и Балтика; между этими материками закладывается океан Протояпетус. Возможно, что северный край Лаврентии в то время ограничивал еще один океан - Посейдон, который отделял ее от Сибири и Гипербореи, однако свидетельств существования этого океана почти не осталось.

Таким образом, Лаврентия превратилась в самостоятельный континент около 730 млн. лет назад.

В венде-кембрии этот материк испытывает рифтинг. К востоку от него раскрывается Япетус, на западе развивается Протопацифик, а на севере - Франклинский бассейн (будущая Иннуитская система). Во всех этих океанских бассейнах появляются островные дуги и краевые моря, а на границе кембрия и ордовика уже фиксируются первые столкновения островных дуг с континентом.

В силуре-девоне на севере континента, в Гренландии, начинаются мощные деформации сжатия. К середине девона они уже распространяются на Ньюфаундленд, Аппалачи и иннуитский сектор. Эти деформации связаны с элсмирским орогенезом, который был вызван коллизией Лаврентии с Авалонией на востоке и микроконтинентом Пирия на севере.

К началу позднего палеозоя Лаврентия сомкнулась с Балтикой, образовав Лавруссию, но самым крупным событием позднего палеозоя была коллизия Лаврентии с Западной Гондваной (Африкой и Южной Америкой). Эта коллизия вызвала раннепермский аллеганский орогенез в Аппалачах и системе Уошито-Маратон, а результатом ее явилось образование новой Пангеи. На западе Северо-Американской платформы произошла существенная перестройка структурного плана и возникла система сопряженных линейных поднятий и прогибов, получившая название "Древних Скалистых гор". Последние географически приурочены к обширной территории, простирающейся от штатов Юта и Колорадо на западе до Оклахомы и Техаса на востоке. В прогибах этой складчатой системы в течение пенсильвания и перми накопилось более 15 км терригенных осадков за счет сноса с юга. В одном из бассейнов Древних Скалистых гор

(бассейн Парадокс) имеется мощная толща эвапоритов пенсильвания. Осадочное выполнение этого района в аллеганскую фазу было дислоцировано в линейные складки с северной вергентностью.

В начале мезозоя происходит рифтинг в восточной зоне Аппалачей, который предшествовал раскрытию Атлантики. На западе континента в поздней юре-раннем мелу продолжают эволюционировать энсиматические островные дуги, и к краю материка причленяются разнообразнейшие террейны. Большая часть последних примкнула к континенту уже в середине мела, что вызвало североамериканский орогенез. К этому времени восточно-тихоокеанская окраина трансформируется в окраину андского типа, на которой начинает формироваться огромный батолитовый пояс. Ларамийский орогенез на границе мела и палеогена завершил становление западной североамериканской окраины и создал ее покровно-надвиговую структуру. Следующий этап развития этой окраины начался с олигоцена, когда часть ее приобретает трансформный характер (в частности, возникает сдвиг Сан-Андреас). Севернее трансформной зоны продолжается субдукция и вулканизм. В это же время начинается образование Большого Бассейна с его своеобразной полирифтовой структурой и подъем плато Колорадо. В конце миоцена ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия проникает в Калифорнийский залив.

Восточная пассивная окраина Северной Америки с ранней юры продолжает свое последовательное формирование в направлении с юга на север. На рубеже мела и палеогена за счет рифтинга от Северной Америки отделяется Гренландия, а в палеоцене происходит отделение от нее Скандинавии. Атлантика приобретает очертания, близкие к современным. Северная Америка вступает в современный этап своего развития.

II. КАРИБСКИЙ РЕГИОН

II.1. Основные структурные элементы

Карибского региона

Располагающийся между континентами Северной и Южной Америки, этот регион резко отличается от них своей позднемезозойской историей развития. В настоящее время он включает самостоятельный элемент - Карибскую малую литосферную плиту (Карибию), имеющую размер около 3000 на 1000 км (рис. 4).

Как уже отмечалось, северная граница плиты проходит на суше вдоль левой сдвиговой зоны Полочик-Мотагуа в Гватемале. К востоку, в море, она продолжается вдоль желоба Кайман. Южная граница плиты трассируется в районе Панамского перешейка по правому сдвигу Ока-Эль-Пинар. К основным структурным элементам Карибского региона при-

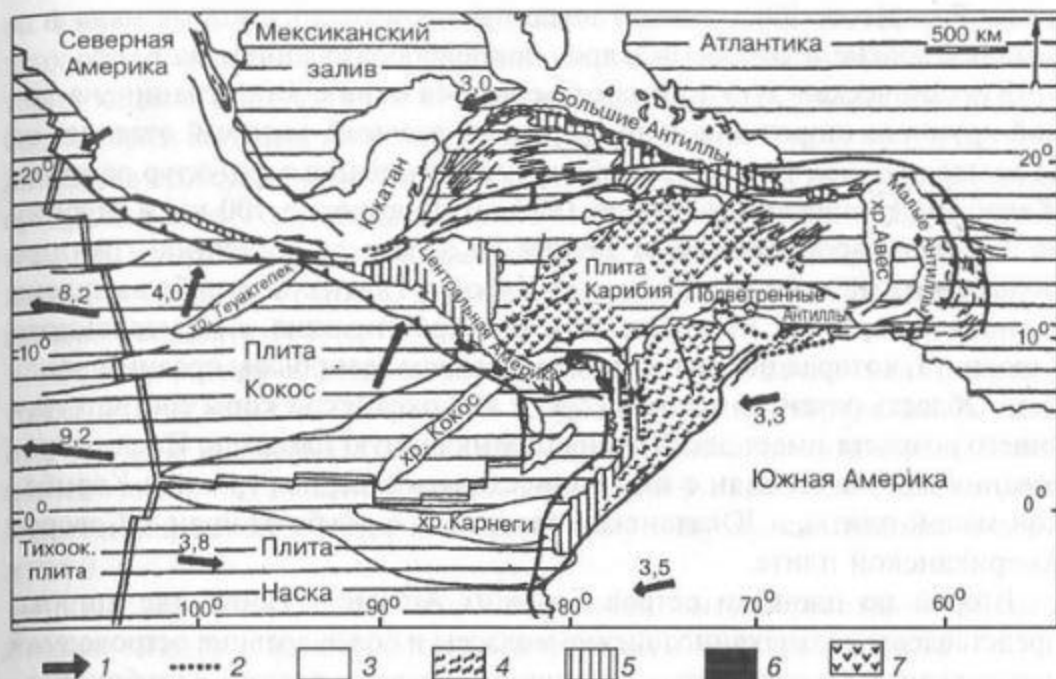


Рис. 4. Тектоническая схема Карибского региона (по М. Мешедде и В. Фришу):

1 - абсолютные движения плит (см/г), 2 - сутурные зоны, 3 - домезозойский континентальный фундамент, 4 - зоны мезо-кайнозойских деформаций, 5 - зоны мезо-кайнозойского корообразования, 6 - офиолиты, 7 - утолщенная карибская океанская кора

надлежат Антильская островная дуга, Центрально-Американский перешийек и Карибский бассейн, который включает впадины Юкатанскую, Колумбийскую и Венесуэльскую.

Антильская островная дуга состоит из трех сегментов: Большие Антииллы, Малые Антииллы и Южные Антииллы.

В состав Больших Антилл входят о-ва Куба, Гаити, Пуэрто-Рико и Ямайка. Наиболее полно геология и история развития этого сегмента дуги известна из изучения о-ва Куба. Северное побережье острова и прилегающий шельф принадлежат позднемезозойской Флоридско-Багамской карбонатной платформе, которая перекрыта надвинутыми с юга тектоническими покровами юрско-палеоценовых офиолитов, офиолитового меланжа и островодужных вулканитов. Самостоятельный террейн в составе Кубы образует хр. Сьерра-Маэстра на востоке острова. Террейн сложен палеоцен - нижнеэоценовыми островодужными вулканитами андезитового ряда. В состав Кубы террейн был включен в среднем эоцене. До этого времени хр. Сьерра-Маэстра принадлежал позднеэоценово-позднепалеоценовой вулканической дуге Каймановых о-вов, которая с востока ограничивает глубоководную (свыше 4,5 км) Юкатанскую впа-

дину. Раскрытие Юкатанской впадины произошло в конце мела и в позднем эоцене и сопровождалось покровообразованием на Кубе.

Вулканическая дуга Кайман-Сьерра-Маэстра с юга ограничена зоной крупного широтного трансформного разлома, который отделяет ее от *желоба Кайман*-одной из наиболее примечательных структур региона. Желоб имеет протяженность до 1600 км, ширину до 100 км и глубину до 7 км. Он простирается от Белиза на западе до восточной границы Больших Антильских о-вов (между Кубой и Гаити). В желобе выявлена активная, короткая, поперечная к его простиранию, ось медленного спрединга, которая по магнитным аномалиям датирована средним эоценом. Область развития тонкой (2,5 - 7 км) океанской коры соответствующего возраста имеет здесь очень ограниченную площадь. После образования желоба Кайман с ним совместились северная граница Карибской малой плиты, а Юкатанская впадина и о. Куба отошли к Северо-Американской плите.

Второй по площади остров Больших Антилл - Гаити, где широко представлены верхнекайнозойские молассы и более древние островодужные вулканиты и офиолиты, - граничит на северо-востоке с глубоководным желобом Пуэрто-Рико, частично субдукционного, а частично трансформного происхождения. Желоб протягивается на восток вдоль северной и восточной частей Больших Антилл, а затем вдоль атлантической стороны Малых Антилл до континентального подножья восточной Венесуэлы, где он засыпан осадками р. Ориноко. К югу от о-вов Гаити и Пуэрто-Рико располагается желоб Муэртес.

На о-ве Ямайка основной разрез сложен баррем-кампанскими островодужными вулканитами, на которых несогласно залегают слабо дислоцированные карбонаты среднего эоцена-среднего миоцена. Современная структура острова начала складываться с позднего миоцена в результате сжатия и сдвиговых перемещений.

Большие Антильские о-ва имеют многие общие черты строения и развития. К ним относятся: офиолиты поздней юры-неокома; островодужные вулканиты и сопутствующие осадочные породы баррема-кампана; кампанские олистостромы и интрузии гранитоидов; гранитизация и метаморфизм перед палеоценом; островодужный вулканизм в палеоцене-среднем эоцене; позднеэоценовые деформации и их возобновление в позднем миоцене; на некоторых участках деформации продолжаются до настоящего времени. По особенностям строения только Центральная и Западная Куба существенно отличается от остальных северных островов Антильской дуги.

Восточный сегмент Антильской дуги - Малые Антиллы - отделяют Карибский бассейн от Атлантического океана. Со стороны Атлантического океана Малые Антилы окаймляются Пуэрториканским желобом, который, по гравиметрическим данным, прослеживается на юг до о-ва Тоба-

го. Здесь желоб засыпан осадками, выносимыми р. Ориноко. К востоку от этих островов располагается Барбадосская аккреционная призма, характеризующаяся присутствием многих десятков грязевых вулканов. О-в Барбадос образует надводный выступ этой аккреционной призмы, представляющей в этом районе внешнюю невулканическую дугу Антильской зоны субдукции коры Атлантики. Ширина этой аккреционной призмы достигает 300 км. В тылу южной части Малых Антилл находится задуговой прогиб - впадина Гранада, а между внешней и главной вулканической дугами - впадина Тобаго.

Основу строения Малых Антилл составляет вулканическая дуга, которая возникла в эоцене-раннем олигоцене, активизировалась в раннем миоцене и сохраняет свою активность до настоящего времени. Здесь в число активных вулканов входит известный вулкан Мон-Пеле на о-ве Мартиника, давший название пелейскому типу вулканических извержений.

Более древние (мезозойско-нижнеэоценовые) образования Малых Антилл сходны с одновозрастными породами Больших Антилл.

Южный сегмент Антильской дуги в основном представлен Подветренными Антиллами и Береговыми хребтами Венесуэлы. Часть этого сегмента погружена под уровень моря. Изучение Береговых хребтов показывает, что этот сегмент представляет собой пакет тектонических покровов с южной вергентностью. Береговые хребты продолжают в область северного сегмента Анд Южной Америки, будучи отделены от него сдвиговой зоной Ока-Эль-Пинар. Во всем этом сегменте известна меловая островодужная ассоциация, в основании которой залегают офиолиты верхней юры-неокома; они надстраиваются аналогичной ассоциацией раннего палеогена. Лишь на Малых Антиллах разрез завершается неоген-четвертичной вулканической ассоциацией.

Центрально-Американский перешеек. К югу от сдвиговой зоны Полочик-Мотагуа и до границы с Северными Андами этот сегмент с севера на юг подразделяется на три мегазоны: 1) древний континентальный блок Чортис; 2) позднемеловая-миоценовая вулканическая дуга и 3) вулканическая дуга, развивающаяся с плиоцена до настоящего времени. Последняя обязана своим происхождением субдукции тихоокеанских плит Кокос и Наска под Карибский регион.

Блок Чортис (так называемое "ядро Центральной Америки") занимает территорию Никарагуа и Гондураса. Его фундамент образован палеозойскими интрузивами и метаморфитами, резко отличающимися по составу от пород смежных районов. Чехол блока сложен юрско-меловыми преимущественно континентальными отложениями, которые венчаются эоцен-четвертичными вулканитами бимодального состава. Возраст гранитоидных плутонов в этой области варьирует от среднего мела до палеоцена. Происхождение блока, как и природа его вулканизма,

дискуссионна. Подводным продолжением блока служит Никарагуанское поднятие, которое простирается на восток в направлении Ямайки, разделяя Колумбийскую котловину и желоб Кайман.

Вулканические дуги Центральной Америки через Панамский перешеек соединяются с Колумбийскими Андами Южной Америки. Дуги в целом сформировались к концу миоцена как результат субдукции тихоокеанской коры под Карибский регион и продолжают развиваться в настоящее время. Современная активность проявляется в присутствии ряда стратовулканов и высокой сейсмичности. Возникновение дуг создало мост, связывающий два американских континента и одновременно отделяющий Карибский бассейн от Тихого океана. Наиболее древними комплексами дуг служат верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты, которые обнажаются в Коста-Рике. Имеется и более молодой океанский комплекс раннесенонского возраста, а с тыла наиболее молодой вулканический пояс обрамляется позднемеловым-миоценовым вулкано-плутоническим поясом.

Панамский перешеек окаймлен зонами субдукции как с запада (с тихоокеанской стороны), так и с востока (со стороны Колумбийской впадины Карибского моря).

Карибское море включает две главные глубоководные котловины - Колумбийскую и Венесуэльскую, которые разделены структурным порогом. Панамский и колумбийский сегменты Колумбийской котловины характеризуются мощными аккреционными призмами. Кора в котловине, по сейсмическим данным, относится к океанскому типу, но мощность ее аномально большая - до 20 км. Согласно анализу линейных магнитных аномалий и данным глубоководного бурения, возраст коры-кампанский, но имеются факты, свидетельствующие о значительно более раннем времени раскрытия океанской коры в этом бассейне.

Расположенная восточнее Венесуэльская котловина, имеет большую глубину (до 5080 м) и отделяется на севере и юге от Больших Антилл и хр. Кюрасао (островных дуг) желобами Муэртес и Венесуэльским, соответственно. Оба желоба являются реликтами прежней зоны субдукции коры котловины под указанные островные дуги. Кора в этой котловине также океанская, мощностью около 15 км, из которых на долю осадочного слоя приходится приблизительно 3 км. Бурением в котловине вскрыт акустический фундамент турон-коньякского возраста, но имеющиеся линейные магнитные аномалии интерпретированы как позднеюрские. Кора центральной части Карибского бассейна, включающего обе котловины, часто трактуется как принадлежавшая океанскому плато.

II.2. Главные этапы развития Карибского региона

История описываемого региона прослеживается с середины мезозоя. До первой половины средней юры Южная Америка, Северная Америка и Африка были составной частью Пангеи, которая на западе гра-

ничила с зоной субдукции со стороны Тихого океана. Во второй половине средней юры, с раскрытием Центральной Атлантики и океана Тетис, происходит резкая смена структурного стиля. Раскрытие океана Тетис началось на западе, в районе Мексиканского залива, и продолжилось далеко на восток, в область Лигурийского Тетиса Западного Средиземноморья. Почти одновременно с раскрытием океана Тетис начался спрединг в районе Колумбийской и Венесуэльской впадин Карибской области. Можно предположить, что единый регион, объединяющий Мексиканский залив и Карибскую область, стал развиваться за счет рассеянного спрединга, который затем сменился линейным. Линейная ось спрединга из Карибского региона распространилась на запад, в Тихий океан, где она разделила плиты Фараллон и Феникс.

В конце поздней юры спрединг в Мексиканском заливе завершился, но в прото-Карибском регионе он продолжался по крайней мере до начала раннего мела. Вероятно, в конце неокома начинает формироваться Антильская островная дуга над возникшей зоной субдукции атлантической коры, погружающейся к западу под Карибский регион. Предполагается, что несколько раньше, в начале неокома, зона субдукции противоположной направленности начала действовать на тихоокеанской стороне Карибского региона. Таким образом, уже с первой половины позднего мела субдукция под Карибский регион происходила как с запада, так и с востока. Вероятно, что на развитие Карибского региона в то время существенное влияние оказывал суперплюм, который генерировал обильные магматические проявления, создавшие мощную кору океанского типа.

Уже с раннего сенона в описываемом регионе фиксируются первые признаки столкновения Антильской дуги сначала с Южной Америкой, а затем с террейнами Южной Кубы, Багамами и Флоридой. В конце сенона-палеоцене в тылу Южно-Кубинского террейна раскрывается Юкатанский бассейн, который отделяет террейн от блока Чортис и его восточного продолжения - Никарагуанского поднятия. Под восточную часть Больших Антилл (территории Гаити, Пуэрто-Рико и Виргинских о-вов) продолжается субдукция коры Атлантики, сопровождающаяся известково-щелочным вулканизмом. Одновременно, в сеноне, в области Центральной Америки возникает новая вулканическая дуга, фронт которой был обращен в сторону Тихого океана. Дуга окончательно отделяет Карибский бассейн от Тихоокеанского, и возникает самостоятельная Карибская малая плита.

Еще одна дуга (Каймановы о-ва - Сьерра-Маэстра) также в сеноне формируется к югу от Юкатанской впадины. Дуга могла быть связана своим происхождением с субдукцией коры Колумбийской котловины. В палеоцене кора расщепляется; от центрального сегмента Антильской дуги отделяется хребет Авес (остаточная дуга), а между ним и Малыми Антиллами зарождается междугловая впадина Гранада.

Конец эоцена является переломным моментом в истории развития региона. Завершается столкновение Кубы с Флоридой - Багамами, в результате чего происходит становление покровов и образование олистостром. Расщепление дуги Сьерра-Маэстра - гряда Кайман - о-в Ямайка приводит к формированию глубоководного сдвигово-раздвигового желоба Кайман. Террейн Сьерра-Маэстра примыкает к Кубе, а желоб Кайман превратился в северное ограничение центрального участка Карибской плиты.

После интенсивных позднеэоценовых деформаций в Карибском регионе наступил довольно кратковременный период тектонического спокойствия, во время которого господствовала мелководная карбонатная седиментация. В некоторых районах это осадконакопление продолжалось и в миоцене-плейстоцене, но на Ямайке, Гаити, в южном сегменте Антильской дуги и особенно в Центральной Америке в позднем миоцене деформации возобновились, что было связано со столкновением ранее существовавших вулканических дуг с отдельными тектоническими блоками. Между американскими континентами возникает Панамский перешеек. В плиоцене-квартере развивается Центрально-Американский вулканический пояс, а на атлантической стороне возобновляется вулканизм на Малых Антилах.

В настоящее время сближение Северо- и Южно-Американской плит проявляется в их надвигании на океанскую литосферу Карибской плиты вдоль желоба Муэртес на севере (к югу от восточного Гаити и Пуэрто-Рико), Венесуэльского желоба на юго-востоке и окраины Колумбии и Панамы на юго-западе.

III. ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Две трети площади Южной Америки составляет Южно-Американская древняя платформа (центральная и восточная части материка) и около одной трети - огромный ороген Южно-Американских Кордильер и молодая Патагонская платформа. Древняя платформа имеет в общем низменный рельеф, хотя в ее пределах возвышаются два нагорья - Гвианское и Бразильское (приблизительно до 3 км высотой), которые разделены Амазонской низменностью. На севере к первому из них примыкают Береговые хребты Венесуэлы - представители южного фланга Антильской островной дуги, а ко второму, на юге, Патагонская платформа с позднепротерозойско-палеозойским возрастом основания.

III.1. Древняя платформа. Фундамент

Южно-Американская древняя платформа является самой западной из гондванской группы. В ее строении принимают участие как ранне-, так и позднедокембрийские образования. На поверхность они выступа-

ют в Гвианском и Центрально-Бразильском щитах, а также в Приатлантическом гранулитогнейсовом поясе (рис. 5). До образования в раннем палеозое Амазонской впадины эти щиты составляли одно целое (Амазонский кратон).

Архейский комплекс. Комплекс включает образования в основном среднего-позднего архея. К раннему архею, имеющему ограниченное распространение, относятся гнейсы возрастом 3,4 млрд. лет на юге *эократона Сан-Франсиску*. Среднеархейский возраст (древнее 3,2 млрд. лет) имеет комплекс Иматака на крайнем севере *Гвианского щита*. Он сложен преимущественно парагнейсами и мощными железистыми кварцитами, которые имеют промышленное значение; в большом количестве присутствуют интрузии гранитоидов и мигматиты. Породы метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях. В комплексе Иматака наблюдаются и нижнепротерозойские гранитоиды. Основная часть Гвианского щита образована преимущественно нижнепротерозойскими породами, поля развития которых разделяют отдельные архейские ядра. Эти ядра состоят из ортогнейсов, мигматитов и гранитов с реликтами зеленокаменных поясов. Последние также содержат железистые кварциты. Породы сложно дислоцированы, а включенные в них вулканиты показывают возраст в 2,76 млрд. лет.

Среднеархейские зеленокаменные пояса известны на юге *Центрально-Бразильского щита*, а также восточнее, в *срединном массиве Гойяс*. Гранитоиды в их основании датированы в 3,2 млрд. лет. Пояса демонстрируют типичное трехчленное строение, но их специфика заключается в преимущественном развитии ультраосновных пород в виде лав и силлов. Эта гранит-зеленокаменная область с востока окаймляется прерывистым гранитоидным поясом и мафит-ультрамафическим плутоническим поясом, отличающимся богатым медно-никелевым оруденением. Возраст гранулитового метаморфизма здесь составляет 2,7 млрд. лет.

Еще одна ГЗО обнаружена на *эократоне Сан-Франсиску*, где она располагается между поясами бразилид (см. ниже). Архей обнажается по периферии наложенной на *эократон синеклизы Сан-Франсиску*. Вероятным фундаментом зеленокаменных поясов здесь служат гранитоиды возрастом 3,4 - 3,1 млрд. лет, метаморфизованные до амфиболитовой и гранулитовой фаций. В самих же ЗКП степень метаморфизма пород не превышает нижнюю ступень амфиболитовой фации. Метавулканиты имеют среднеархейский возраст. Плутоны гранитоидов несколько моложе.

Раннепротерозойский складчатый комплекс, известный под названием *Марони-Итакаюнас*, распространен преимущественно в центральной и восточной частях Гвианского щита, но он также продолжается под Амазонской впадиной в северо-восточную область Центрально-Бра-

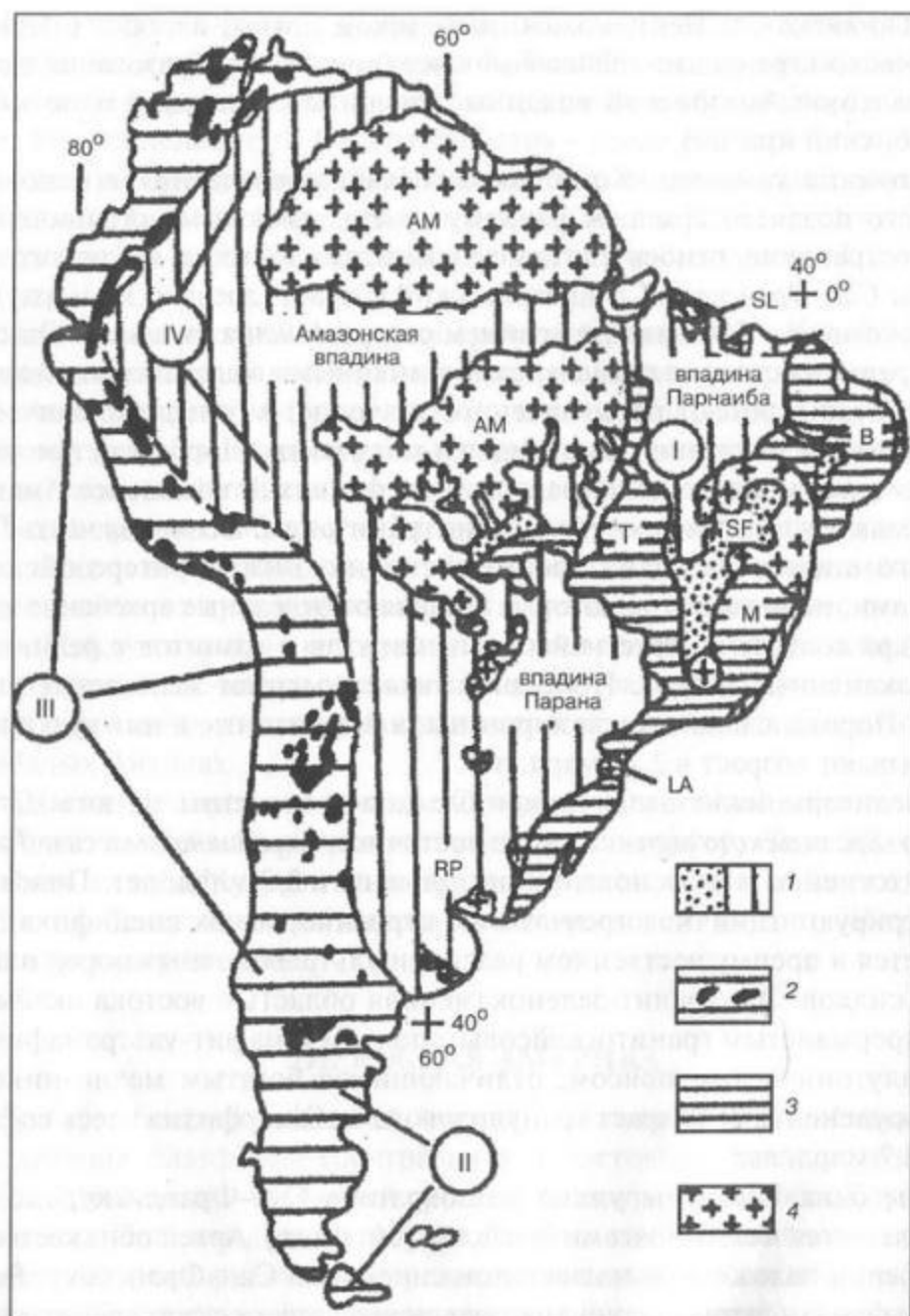


Рис. 5. Схема районирования фундамента Южной Америки (по У. Кордани и К. Сано):

1 - осадочный чехол; 2 - Андский пояс с выходами докембрия, 3 - неопротерозойские тектонические провинции, 4 - кратонные области. I - Южно-Американская платформа; II - Патагонская платформа; III - Андский пояс; IV - передовые субандийские прогибы. Кратоны и их фрагменты: AM - Амазонский (включая Гвианский и Центрально-Бразильский щиты), SL - Сан-Луиш, SF - Сан-Франсиску, LA - Луиш-Альвеш, RP - Рио-де-ла-Плата. Позднепротерозойские провинции: Т - Токантинс, В - Борборема, М - Мантикейра

зильского щита. В пределах комплекса имеются отдельные выступы архейских пород, а по строению сам комплекс напоминает ГЗО архея. Среди пород преобладают гранитогнейсы и мигматиты, но наблюдаются и протяженные многочисленные ЗКП синклинорного строения с мафитами-ультрамафитами в нижней части разреза, средними и кислыми вулканитами в средней и метаосадочными породами в верхней. Метаморфизм в поясах убывает от амфиболитовой до зеленосланцевой фации от периферии поясов к центральным частям. Датировки дают 2,2 - 1,8 млрд. лет. На севере нижнепротерозойский комплекс надвинут на архейский блок Иматака. Комплекс Марони-Итакаюнас имеет аналоги в Западной Африке, по другую сторону Атлантического океана. Этот нижнепротерозойский пояс заложен большей частью на энсиалической коре, но его северо-восточная зона, как и африканские аналоги, имеет энсиматическое происхождение.

Среднепротерозойский комплекс. К началу среднего протерозоя значительные области фундамента Южной Америки испытали кратонизацию. Средний протерозой местами развит в виде проточехла. Однако по западной и юго-западной периферии Гвианского и Центрально-Бразильского щитов и между эократонами Гояс и Сан-Франсиску протягивается обширная зона среднепротерозойской складчатости - *система Уруасу*. Она характеризуется отчетливой энсиалической природой и, также как Марони-Итакаюнас, имеет свои аналоги в Африке в виде систем Урумид и Кибарид. Система Уруасу сложена мелководно-морскими отложениями, метаморфизованными до зеленосланцевой фации. Вулканиды присутствуют в относительно небольшом количестве. Схожая подвижная энсиалическая система - *Эспиньясу* - приурочена к юго-восточному обрамлению эократона Сан-Франсиску. В этой системе наблюдается 6-8-километровый циклический разрез конгломератов, содержащих алмазы, кварцитов и филлитов с участием основных вулканитов. Система нарушена чешуйчатыми дислокациями с вергентностью в сторону эократона.

Описанные складчатые пояса относятся к категории *внутриплатформенных*. Другую природу имеют *периферические подвижные пояса*.

Среди последних выделяется *пояс Риу-Негру - Журуэна*, который простирается почти на 2,5 тыс. км от границы Бразилии с Парагваем и Боливией на юге до Венесуэлы на севере. Пояс сочетает черты гранулитогнейсового и вулканоплутонического. Формировался он в начале раннего рифея и в основном сложен переработанными раннедокембрийскими интрузивами и осадочными образованиями, среди которых встречаются реликты ЗКП. Наблюдается большое количество интрузий сиенитов. Эти породы перекрыты недеформированными кислыми лавами возрастом около 1,6 млрд. лет и осадочными образованиями возрастом 1,6 - 1,4 млрд. лет.

На западе и юго-западе к этому поясу причленяется среднерифейский пояс *Рондония* длиной более 4 тыс. км. Он состоит из двух зон - внутренней и внешней, которые окончили свое формирование в разное время. Во внутренней зоне завершающие деформации произошли 1,3 млрд. лет назад, во внешней - 1 млрд. лет назад, в гренвильскую эпоху (местное название "орогенез сунсас"). Пояс сложен метаосадками, метаморфизованными до гранулитов, с интрузиями син- и пост-тектонических гранитоидов. После орогенеза во внутренней зоне начали накапливаться мелководно-обломочные осадки. Во внешней зоне в конце среднего рифея произошли складчатость, метаморфизм, гранитизация и пегматитизация. Пегматиты характеризуются богатой рудоносностью (тантал, олово).

Позднепротерозойский комплекс. После гренвильских событий стабильность платформы восстановилась на короткое время, после чего последовал ее новый распад. В результате его возникли две параллельные складчатые системы субмеридионального простирания - *Парагвай-Арагуайя* и *Бразилиа*, которые разделили кратоны Амазонский и Сан-Франсиску и обособили массив Гояс. В это же время формируется *Приатлантический гранулитогнейсовый пояс*. Две параллельные складчатые системы часто объединяются под названием *бразилид*, т. к. их орогенез отвечает бразильскому (= кадомскому = байкальскому). Складчатые системы надвинуты в направлении Центрально-Бразильской протоплатформы и края эократона Сан-Франсиску.

Своеобразной является структура еще одной складчатой области - *Борборема*. Она также принадлежит системе бразилид и располагается на северо-востоке Бразилии, между кратоном Сан-Франсиску и полосой периаатлантических бассейнов. Здесь горсты раннедокембрийских пород, переработанных бразильским тектогенезом, чередуются с прогибами, выполненными верхнепротерозойскими образованиями. Метаморфизм последних меняется от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Широко распространены плутоны бразилид. В этой складчатой области имеются известные месторождения бериллия, тантала и лития, связанные с пегматитами, обнаружены руды ванадия, молибдена, железа и других металлов.

III.2. Чехол древней платформы

Как уже отмечалось, самые древние осадочные образования, принадлежащие проточехлу платформы, датированы ранним протерозоем. Это *супергруппа Минас* на южном окончании эократона Сан-Франсиску, знаменитая своими железистыми кварцитами. Кварциты лежат в основании толщи. Выше залегают более глубоководные флишеидные отложения. Общая мощность составляет несколько тысяч метров. Вся толща сильно дислоцирована, вплоть до лежащих складок и покровов.

Дислокации возникли в результате нескольких фаз диастрофизма в промежутке от 2 млрд. лет назад до позднего протерозоя.

Среднепротерозойский чехол распространен гораздо шире, в основном на Амазонском кратоне. Накоплению чехла предшествовало формирование обширнейшей вулкано-плутонической ассоциации кислого - среднего состава, включая граниты-рапакиви. Магматизм был связан с рифтогенезом, который расчленил Гвианский и Центральнo-Бразильский щиты на горсты и грабены. Вулканиды накапливались в грабенах, чередуясь с обломочными породами. Выше залегает пестроцветная обломочная толща с силлами и дайками габбро и диабазов. Мощность силлов доходит до нескольких сотен метров. Накопление этих пород произошло до раннего рифея.

Верхнепротерозойский осадочный чехол выполняет синеклизу Сан-Франсиску, наложенную на одноименный кратон. В основании толщи наблюдаются тиллиты и обломочные отложения, а выше - мелководно-морские, терригенно-карбонатные породы еще с одним горизонтом тиллитов. Верхнепротерозойские осадочные породы имеются также в Приандской зоне перикратонных опусканий.

Фанерозойский чехол. После бразильского орогенеза почти вся платформа была приподнята и оставалась сушей в течение кембрия-ордовика. Молассы накапливались только в остаточных прогибах. В ордовике начали формироваться три крупных внутренних бассейна - Амазонский, Парнаиба (Мараньон) и Парана; по-видимому, их общему прогибанию предшествовал рифтинг.

В девоне произошла обширная трансгрессия, которая охватила все бассейны платформы. В это время накапливались преимущественно песчаные осадки, мощностью несколько сот метров для каждого отдела. Уже в раннем карбоне начался рост поднятий, сопровождавшийся регрессией. В конце карбона южная часть платформы испытала покровное оледенение. В ранней перми регрессивные условия сохранялись; в синеклизе Параны происходило угленакopление. Вышележащие верхнепермские-среднеюрские континентальные отложения распространены локально.

С поздней юры начинается новый этап развития платформы: закладывается рифтовая система, предвестница раннемелового раскрытия Атлантики на этой широте. На бразильском побережье возникает система полуграбенов, заполненных аллювиально-дельтовыми осадками с покровами базальтов. Рифты развивались вплоть до неокома, а общая мощность накопившихся в них отложений превышает 5 км. Большая часть этих рифтов в настоящее время располагается на подводной окраине Бразилии. Рифтогенез затронул и синеклизу Параны, где базальты имеют особо большую мощность. Их продолжение наблюдается в Южной Африке (Намибия).

В апте прорыв морских вод в рифты Бразилии привел к накоплению здесь толщ солей мощностью до 2 км. В конце апта - в альбе происходит полное раскрытие Атлантики в этой области, и в сформировавшихся бассейнах началось нормально-морское осадконакопление. На приандской же окраине континентальные обломочные образования сменяются морскими уже в начале мела.

В позднем мелу атлантическая окраина продолжает погружение. Здесь формируются обильные щелочно-основные и щелочно-гранитные кольцевые плутоны, которые постепенно распространяются вглубь континента. С плутонами связано редкометальное оруденение. Возникают новые рифты, перпендикулярные побережью, по-видимому, обязанные своим происхождением развивающимся трансформным разломам.

В Приандской зоне с палеогена господствует континентальное осадконакопление. Андский ороген окончательно сформировался в олигоцене, здесь начался рост современных нагорий. В это время только в пределах Амазонской впадины, Параны и отдельных прогибов Патагонии происходили относительные опускания.

III.3. Складчатое обрамление Южно-Американской платформы

III.3.1. Патагонская платформа

Патагонская платформа занимает юг континента. Фундамент обнажен на ограниченной площади - в Северо- и Южно-Патагонском массивах. К наиболее древним породам фундамента принадлежат позднедокембрийские образования, выходящие на поверхность на Мальвинских (Фолклендских) о-вах в прилегающей части Атлантики, куда продолжается Патагонская платформа. На Северо-Патагонском массиве известен слабометаморфизованный нижний-средний палеозой, но наиболее широко в фундаменте распространены верхнепалеозойские образования, триасовые гранитоиды и кислые вулканы, которые ассоциируются с континентальной молассой. На этом основании Патагонскую платформу рассматривают как эпигерцинскую.

Чехол платформы начинается с лейаса. До байоса это мелководно-морские отложения, за которыми следуют мощные субаэральные средние и кислые вулканы. Только на фолклендском шельфе в это время накапливаются морские песчано-глинистые осадки. В позднеюрское время на платформе возникает ряд рифтогенных прогибов и формируется передовой прогиб Патагонских Анд. В последнем мощность мел-палеоценовых континентальных и морских образований достигает 6 км.

В миоцене почти вся Патагонская платформа превращается в арену интенсивного плато-базальтового вулканизма. Он прекратился лишь около 15 тыс. лет назад.

III.3.2. Андская система

Гигантская Андская система протягивается вдоль западной окраины Южно-Американского материка от Панамского перешейка на севере до Огненной Земли на юге. Ее длина составляет приблизительно 9 тыс. км, а ширина достигает 750 км. Анды продолжаются в Западную Антарктиду, будучи оторваны от своей южно-американской части спредингом моря Скоттия и пролива Дрейка. Единство Южной Америки и Антарктиды сохранялось до рубежа 35 млн. лет назад.

От выходов докембрийского фундамента Гвианского и Центрально-Бразильского щитов Анды отделены прерывистой полосой перикратонных прогибов, где развиты отложения начиная с палеозоя, вскрытого бурением. Наиболее широко представлен мел и палеоген. К западу перикратонные прогибы сменяются передовыми прогибами Анд.

В Андской системе вдоль ее простираения выделяют несколько сегментов (рис. 6).

Северные Анды распространяются на юг до перегиба западного побережья материка на продолжении Амазонской впадины. Северные Анды состоят из ряда поднятий, носящих название кордильер (горных хребтов), и с востока на запад здесь выделяют *Восточную, Центральную, Западную и Береговую Кордильеры*.

Восточная Кордильера разветвляется к северу: одна ее ветвь направлена к Карибскому морю; вторая ветвь на востоке смыкается с Береговыми хребтами Венесуэлы, а затем продолжается в область Антильской дуги. Между ветвями располагается лагуна Маракаибо - крупный нефтегазоносный бассейн.

В составе Восточной Кордильеры имеется несколько выступов докембрия (продолжение докембрийского поля Гвианского щита). На докембрийском фундаменте лежат палеозойские отложения, довольно слабо метаморфизованные. За ними следуют характерные для Карибского бассейна и Мексиканского залива континентальные красноцветы триас-юры, за исключением верхов последней. В конце юры произошло раскрытие Карибского бассейна, которое сопровождалось соленакоплением. Меловые и отчасти палеогеновые образования представлены мощными карбонатами, которые в районе Боготы достигают 10 - 12 км.

Деформации здесь начались в конце эоцена (инкская фаза диастрофизма), затем продолжились в миоцене, когда возникли надвиги в восточном направлении. В это же время формируется передовой прогиб.

Центральная Кордильера отделена от Восточной межгорным прогибом. На севере Центральной Кордильеры выступает сильно метаморфизованный средний протерозой, принадлежащий отдельным блокам Гвианского щита. Разрез надстраивается мощным палеозоем, в составе которого доминируют обломочные красноцветы, прорванные многочис-

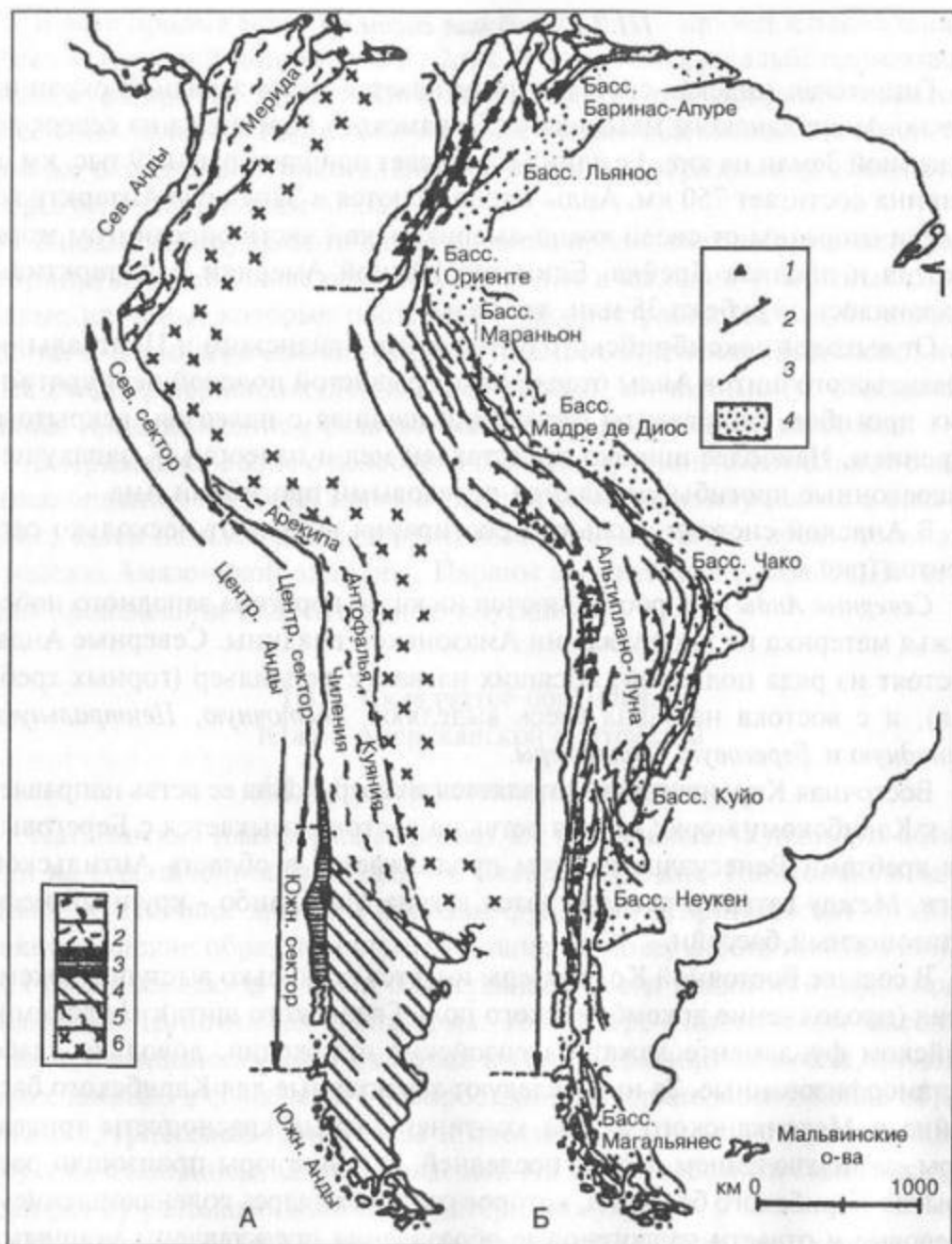


Рис. 6. Основные геолого-структурные подразделения Анд (по В. А. Рамосу):

А - террейны фундамента согласно времени их аккреции к протоокраине Гондваны: 1 - третичные, 2 - мезозойские, 3 - раннемезозойские, 4 - позднепалеозойские, 5 - раннепалеозойские, 6 - протоокраина Гондваны. Б - структурная схема Анд и главных субандийских бассейнов: 1 - вулканы, 2 - основные надвиги, 3 - сдвиги, 4 - субандийские бассейны

ленными девонско-пермскими гранитными интрузиями. В Центральной Кордильере явно проявился герцинский орогенез и она служит продолжением герцинских структур Северной Америки, от которых была отделена раскрытием Карибского бассейна. Выше по разрезу снова наблюдаются красноцветы, но здесь они имеют несколько более древний возраст по сравнению с Восточной Кордильерой. Уже в позднем триасе на западном склоне Центральной Кордильеры появляются морские карбонаты - результат трансгрессии со стороны Тихого океана. Выше залегают юрско-палеоценовые породы. Инкская складчатость имела место сразу после эоцена.

На западный склон Центральной Кордильеры со стороны Западной Кордильеры надвинуты офиолиты. Если Центральная и Восточная Кордильеры заложены на энциалической коре, то Западная - на энсима-тической. Офиолиты имеют возраст от конца юры до начала мела. Складчатость и надвигообразование в Западной Кордильере произошли в самом конце эоцена.

Береговая Кордильера похожа по структуре на Западную, но свое развитие она начала с олигоцена и продолжает развиваться до настоящего времени.

Северные Анды являются ареной интенсивного молодого и современного вулканизма, особенно большое количество вулканов сосредоточено на юге Колумбии и в Эквадоре. Вулканизм связан с активной зоной субдукции тихоокеанской литосферы. В районе Кито имеется рифтовый грабен, заполненный вулканитами базальтового и риолитового состава.

Граница Северных и *Центральных Анд* проводится на широте западного продолжения Амазонской впадины. Центральные Анды отчетливо подразделяются на два субсегмента: северный имеет северо-западное простирание, южный - меридиональное. Границей их раздела служит т. н. "*Угол Арики*", смотрящий к востоку. До Угла Арики Центральные Анды принадлежат преимущественно территории Перу. Здесь присутствуют две кордильеры - *Восточная* и *Западная*. Иногда на юге Перу выделяют и "промежуточную" *Кордильеру Бланка*, которая представляет собой крупный и вытянутый в плане гранитный батолит. Центральные Анды заложены на континентальной коре, принадлежащей западной окраине Амазонского кратона. Данный факт доказывается наличием отдельных его блоков среди более молодых пород. Так, в южном Перу имеется крупный *массив Арекипа*, датированный концом раннего протерозоя. Более молодой, позднепротерозойский *массив Сьера-Пампа* располагается в центральной Аргентине.

В пограничных областях между Чили и Аргентиной появляются офиолиты, но возраст их ордовикский, т. е. прямого отношения к новейшему развитию Анд они не имеют.

В Восточной Кордильере наблюдается мощный палеозойский разрез, включая практически полный нижний палеозой, залегающий на верхнепротерозойском зеленосланцевом основании. Первая фаза деформаций здесь произошла в конце девона-начале карбона, а верхний палеозой представлен красноцветной молассой. В целом Восточная Кордильера Перуано-Боливийских Анд представляет собой герцинское складчатое сооружение и лишь на юге ее все более ощущается влияние альпийской тектоники. Герциниды Восточной Кордильеры продолжают далее на юг, где их структуры разворачиваются к юго-востоку и смыкаются с фундаментом молодой Патагонской платформы. Со стороны древней платформы Восточная Кордильера окаймляется передовым прогибом. Оligocen-неогеновая моласса передового прогиба перекрывает мел-палеогеновые платформенные образования и палеозойско-нижнемезозойский разрез перикратонного прогиба. Подвижки по граничному надвигу, отделяющему горно-складчатое сооружение от передового прогиба, продолжают до сих пор.

Западная Кордильера в основном сложена палеозойскими породами, разрез которых похож на таковой Восточной Кордильеры. Отчасти схожи также разрезы мела и нижнего палеогена. От последней она отделена молодым грабеном, выраженным в рельефе в виде *плато Альтиплано* с отметками высот порядка 4 км. Грабен заполнен олигоцен-миоценовыми обломочными отложениями мощностью более 10 км. На уровне юры в Западной Кордильере получает развитие так называемая "порфирировая формация", образованная порфиритами и андезитами. Она представляет собой реликты энсиалической островной дуги и задугового бассейна.

В северной части кордильеры погружения продолжались в мелу и начале палеогена, а в конце эоцена развитие этого отрезка горно-складчатой области завершилось инкским орогенезом. Южная же часть этой кордильеры в то время выступала над уровнем моря в виде архипелага островов. Основная складчатость здесь завершилась гораздо раньше - в киммеридже (арауканская фаза). В Перу и в Чили широко развиты гранитные батолиты, с которыми связано важное медно-молибденовое оруденение. Большинство интрузий возникло в палеогеновое время. Присутствуют и более молодые миоценовые плутоны; с ними ассоциируются мышьяковые, сурьмяные и другие руды. В этом же районе располагается центральная группа современных андских вулканов.

К западу от Сьерра-Пампы Анды вновь разделяются на четыре кордильеры: *Прекардильеру*, *Фронтальную (Передовую)*, *Центральную* и *Береговую*. Весь этот регион сложен набором террейнов. В частности, в Прекардильере выявлен кембрий и ордовик со специфической фауной, ничего общего не имеющей с южноамериканской, но очень схожей с лаврентьевской. Предполагается, что этот регион в раннем палео-

зое являлся восточным или юго-восточным краем Лаврентии, к которому в конце ордовика приключилась Сьерра-Пампа. О существовании морского бассейна, разделявшего континент и микроконтинент, говорят офиолиты ордовикского возраста.

Южные Анды представлены единой горной цепью, которая лежит на продолжении Западной Кордильеры Центральных Анд. Северная часть этой горной цепи носит название *Патагонская Кордильера*, а Южная - *Дарвиновская*. Патагонская Кордильера сложена верхнеюрско-палеогеновыми образованиями карбонатно-обломочного состава с существенной примесью вулканогенных. В этом районе залегает огромный многофазный Патагонский гранитный батолит, который формировался на протяжении поздней юры-палеогена. Здесь же наблюдается очередное сгущение плиоцен-четвертичных вулканов (южная группа андских вулканов).

Дарвиновская Кордильера уходит в океан и прослеживается в направлении Антарктиды в виде цепочки островов, прерванной морем Скотия. В районе южной оконечности Анд в поздней юре-раннем мелу протекал процесс рифтинга, сопровождавшийся формированием бассейна т. н. "зеленых пород" - офиолитов, которые претерпели зеленосланцевые изменения. Развитие бассейна завершилось в неокоме, сменившись накоплением флиша. В миоцене к востоку от Южных Анд заложился Магелланов бассейн, который известен своей нефтегазоносностью.

III.4. Основные этапы развития Южной Америки

Присутствие серых гнейсов (ТТГ-ассоциации) позволяет предположить, что протоконтинентальная кора Южной Америки начала формироваться в раннем архее, хотя прямых свидетельств этому нет. В течение среднего-позднего архея происходило развитие гранит-зеленокаменных областей, которое в позднем архее завершилось кратонизацией. Местное название этой эпохи диастрофизма - *жекие* (= кеноранскому в Северной Америке). Масштабы кратонизации остаются не ясными, т. к. протоплатформенный чехол сохранился лишь на крайнем юге эократона Сан-Франсиску (супергруппа Минас).

В раннем протерозое активизируется восточная часть будущего Амазонского кратона, и формируется гранит-зеленокаменная область Марони-Итакаюмас. Предполагается, что она заложилась большей частью на энсиалическом основании, переходящем на севере в энсиматическое. Раннепротерозойское развитие венчал трансамазонский орогенез, сопровождавшийся мантийно-коровым магматизмом.

В раннем рифее вдоль западной периферии Амазонской платформы развивается краевой вулcano-плутонический пояс Риу-Негру - Журуэна. В среднем рифее процесс тектонической активизации смещается еще западнее и образуется близкий по стилю развития пояс Рондония. От-

ложения этих поясов претерпели сильный метаморфизм. Не исключено, что их возникновение связано с коллизией блоков, впоследствии составивших суперконтинент Родиния.

Новая деструкция Южно-Американской платформы произошла около 1 млрд. лет назад, в конце среднего-начале позднего рифея. Эократон Сан-Франсиску стал отделяться от Центрально-Бразильского щита. Образовавшиеся между ними подвижные системы, по-видимому, имели энсиматическую природу. Разделение двух крупнейших раннедокембрийских блоков положило начало формированию пояса бразилид, который закончил свое развитие около 650 млн. лет назад. Однако внедрения щелочных гранитоидов и деформации, вплоть до надвигообразования, длились до рубежа 500 млн. лет. Возможно, что на западе уже происходила субдукция океанской коры Протопацифика, поскольку диастрофические события этого времени затронули и будущую Восточную Кордильеру Центральных Анд.

К ордовика тектонический режим платформы становится спокойным. В позднем ордовике начинают формироваться осадочные бассейны в виде неглубоких синеклиз (Амазонская, Парана, Парнаиба). Вплоть до раннего мела Южная Америка составляла часть Гондваны.

Что касается палеозойской истории Анд, то она остается в значительной степени загадочной. Можно лишь констатировать, что в разных сегментах Анд она протекала по-разному. Восточная зона Северных Анд в кембрии служила пассивной окраиной Амазонии, но в ордовике она, вероятно, трансформировалась в активную, что в конце ордовика привело к столкновению с континентальным блоком (островной дугой?) неизвестного происхождения. В Центральных Андах в кембрии-ордовике существовал бассейн, заполнявшийся флишоидными осадками. На краю Амазонского кратона, к которому примыкал этот бассейн, временами проявлялся островодужный вулканизм. Представляется, что в данном регионе произошло приращение террейна (вероятно, части Лаврентии) в виде массива Арекипа. Раннепалеозойский бассейн между двумя конвергирующими континентальными блоками развивался на океанской коре, о чем свидетельствуют сохранившиеся здесь остатки мафитов и ультрамафитов, а также реликты островодужной ассоциации соответствующего возраста. В южном сегменте Центральных Анд нижний палеозой представляет особый интерес. Здесь в кембрии-раннем ордовике существовала карбонатная платформа в пределах современной Прекольдильеры. Отложения платформы содержат фауну лаврентьевского происхождения. Таким образом, эта зона должна была принадлежать Лаврентии.

В конце девона Боливийские Анды (центральный сегмент), а также Южные Анды испытали интенсивный диастрофизм. Нижний карбон повсеместно представлен молассами. Только на юге Южных Анд до

конца перми наращивался аккреционный комплекс из-за субдукции с запада.

Причленение Патагонской платформы к остальной площади материка произошло в триасе. В ранней юре на Патагонской платформе наблюдается экстенсивный вулканизм, который продолжается вплоть до начала поздней юры. В составе магматических продуктов преобладают кислые лавы. Эти излияния имеют аналоги по другую сторону Атлантики и вообще на гондванских материках - на Тасмании, Новой Зеландии, юге Африки и севере Антарктиды, маркируя начало распада суперконтинента Пангеи.

В поздней юре-раннем мелу Южно-Американская платформа вступает в постгондванский этап развития. Опускания происходят только на приандской окраине. На месте Южной Атлантики образуется протяженная рифтовая система, которая на атлантической части материка была выражена в серии бассейнов - полуграбенов, приуроченных преимущественно к области современного шельфа и верхней части континентального склона. Пик рифтинга пришелся на неокм.

Собственно андский этап в одноименном поясе начался во второй половине триаса-начале юры. С этого рубежа западная окраина все время оставалась активной и развивалась под влиянием субдукции тихоокеанской коры. Большое значение в развитии Анд имела инкская фаза деформаций (конец эоцена). А олигоцене в целом оформилась современная структура Анд и появились передовые прогибы. Быстрое воздымание всей горной страны началось с андской фазы орогенеза в позднем миоцене.

Во внеандской части Патагонии в кайнозой происходили мощные растяжения с излияниями плато-базальтов. Максимум излияний фиксируется в раннем миоцене.

IV. АФРИКА

Африканский континент характеризуется общим высоким уровнем рельефа, особенно на юге. Континент окаймляется узкими шельфами, которые часто срезаны разломами. Африка занимает центральное место в реконструкциях Гондваны, поскольку в течение кайнозоя она имела относительно стабильное положение.

Почти весь континент представляет собой докембрийскую платформу; исключением являются системы Атласид на северо-западе и Капид на крайнем юге. Естественным продолжением Африки служат Мадагаскар, отделившийся от нее в конце юры, и Аравийский п-ов, который отделился в миоцене. Подобно другим гондванским платформам в Африке области выходов фундамента преобладают над участками развития осадочного чехла. Чехол распространен в основном на севере, в преде-

лах Сахарской плиты. Всю южную часть можно рассматривать как Южно-Африканский щит. Здесь отдельные фанерозойские синеклизы разобщают выходы древнего фундамента (рис. 7).

IV.1. Фундамент древней платформы

Архейский комплекс широко обнажается на пространстве от Регги-батского массива на северо-западе континента до Каапваальского экоратона на юге, выходы его имеются и на Мадагаскаре.

В южной Африке присутствуют два главных докембрийских массива - Каапваальский (более южный) и Зимбабве (к северу от него). Оба эти

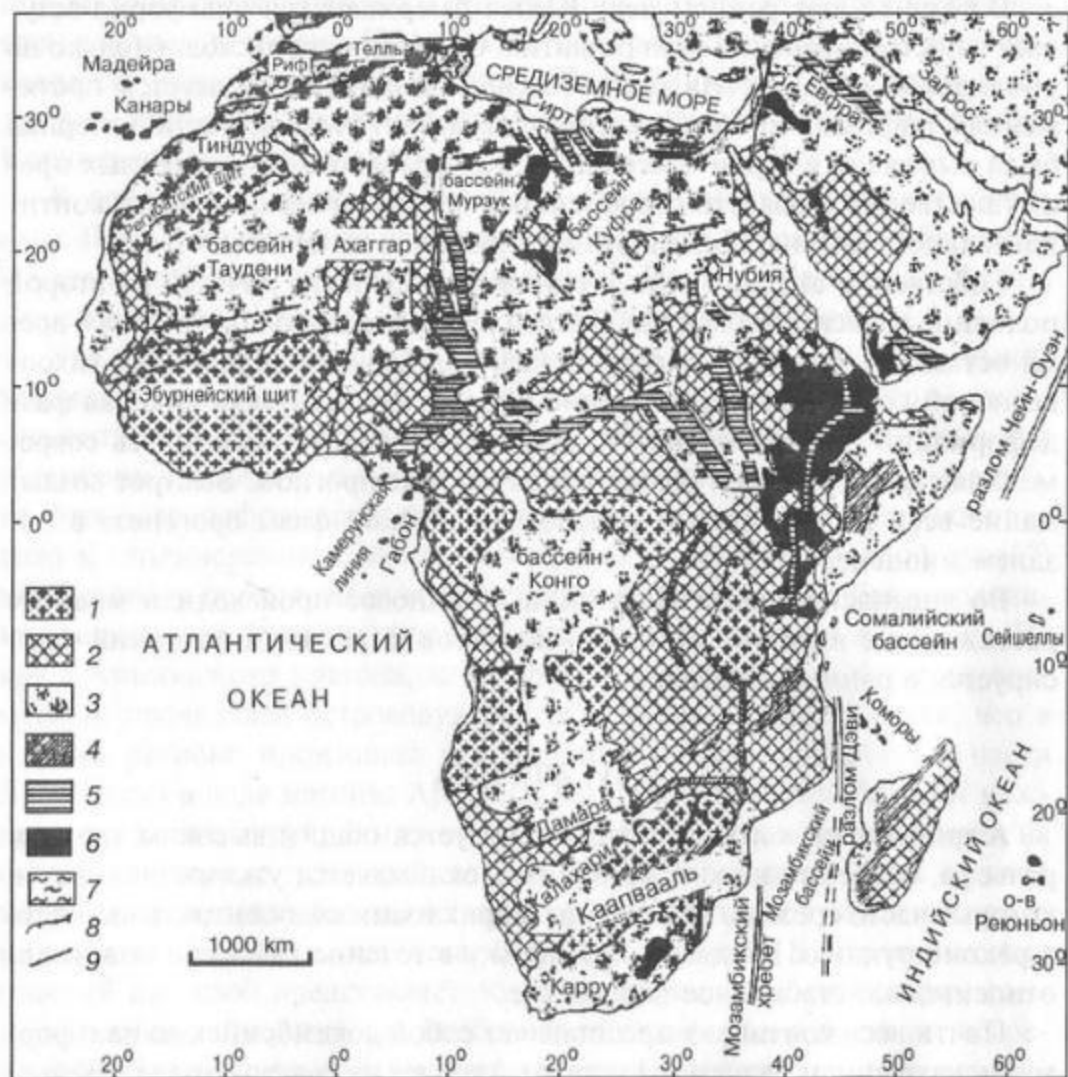


Рис. 7. Структурная схема Африки и Аравии (по Р. Гиро и В. Босворту): 1 - архейские кратоны, 2 - протерозойские (главным образом панафриканские) пояса, 3 - фанерозой, 4 - рифты Карру, 5 - мезозойские и кайнозойские рифты; 6 - мезозойский и кайнозойский магматизм; 7 - фанерозойские складчатые пояса; 8 - альпийский надвиговой фронт; 9 - главные зоны разломов

массива являются классическими представителями докембрийских гранит-зеленокаменных областей. Между ними пролегает нижнепротерозойский *гранулитогнейсовый пояс Лимпопо*, который также является классическим для этого рода докембрийских структур.

В пределах Каапваальского массива располагается известный ЗКП *Барбертон*. Этот пояс несколько древнее, чем аналогичные пояса Южной Америки; его возраст составляет 3,5 - 3,1 млрд. лет. В мире насчитывается всего три таких древних ЗКП. Пояс Барбертон имеет характерное трехчленное строение, как и более молодые ЗКП. Имеющиеся данные говорят, что пояс заложился на сиалическом субстрате. Субстрат подвергся мощному растяжению, вплоть до полного разрыва континентальной коры. На эократоне Зимбабве наблюдаются две генерации ЗКП возрастом около 2,7 и 2,5 млрд. лет. Заложение этих ЗКП на сиалическом субстрате не вызывает сомнения. Кратон полностью консолидировался к 2,5 млрд. лет назад, т. е. в самом конце архея. Его развитие завершилось внедрением *Великой дайки Зимбабве*, которая образована основными и ультраосновными породами, содержащими руды никеля, хрома и других металлов.

Каапваальский эократон консолидировался раньше - к 3 млрд. лет назад. Поздний архей здесь представлен уже протоплатформенным чехлом. Часть кратона занимает *Трансваальская синеклиза*, которая выполнена преимущественно мощным нижним протерозоем. В нижней части ее разреза присутствуют обильные карбонаты (группа Претория), слагающие самую древнюю в мире карбонатную платформу. Трансваальская толща вмещает знаменитый *Бушвельдский лополит*, с которым связано богатое платиновое, хромовое, медное, титано-магниевое и оловянное оруденение. Интрузия внедрялась в течение двух фаз, а ее предельный молодой возраст составляет 1,95 млрд. лет. В первую фазу магматические продукты имели мафит-ультрамафический состав, который сменился кислым в течение второй фазы внедрения. Еще выше по разрезу в Трансваальской синеклизе почти горизонтально лежат обломочные красноцветы конца раннего протерозоя. Они распространены очень широко и выходят далеко за пределы синеклизы.

Пояс Лимпопо является одним из древнейших гранулитогнейсовых поясов. Краевые его части надвинуты на смежные эократоны. В пределах пояса обнаруживаются гнейсы возрастом до 3,2 млрд. лет, но завершение его развития произошло в конце раннего протерозоя. После этого события эократоны Каапвааль и Зимбабве слились в единый *кратон Калахари*.

Архей выступает также в районе Танзании (*Танзанийский кратон*, или *массив Танганьика*), в эократоне *Конго*, на западе *Леоно-Либерийского щита*; отдельные выходы есть на севере континента. На эократоне *Конго*, в *Габонской синеклизе*, также присутствует верхнеархейский про-

топлатформенный чехол, но нижнепротерозойский осадочный чехол распространен гораздо шире. Вместе с тем, на огромных пространствах Африки нижний протерозой входит в состав фундамента, разделяя архейские блоки и массивы.

В раннем протерозое, как и в Северной, и в Южной Америке, африканский архейский субстрат был раздроблен на блоки, между которыми возникли подвижные пояса. Рифтовые структуры имели в целом субмеридиональное простираие. Во многих случаях рифтинг дошел до образования океанской коры, например, по обрамлению Танзанийского щита и на востоке Леоно-Либерийского щита.

Средний протерозой. В конце раннего протерозоя происходит новая консолидация континентального основания, а начало рифея вновь отмечено ограниченным дроблением. Возникают подвижные системы в Намибии, ЮАР, а также по северной периферии кратона Калахари. Это системы *Кибарид* и *Урумид* - аналоги южно-американских систем Уруасу и Эспиньясу. В них накапливались главным образом кварциты и карбонаты. Складчатость и гранитизация имели место в конце среднего рифея. В это же время закладываются *синеклизы Тауденни* (территория Мали на северо-западе Африки) и *Конго*. Они приурочены к периферии древних массивов.

Поздний протерозой. В начале позднего рифея опять происходит деструкция консолидировавшейся ранее коры, и формируется подвижный пояс *Мавританид*. Мавританиды (*Мавританско-Сенегальская подвижная система*) прослеживаются почти параллельно атлантическому побережью от Мавритании до Либерии. Они везде надвинуты на восток, на Западно-Африканскую протоплатформу по сложной системе пологих надвигов и покровов. В составе Мавританид имеются ассоциации, весьма схожие с офиолитовыми. Данный подвижный пояс заложился около 700 млн. лет назад в результате отделения Амазонского кратона от Африки, а развитие его закончилось в панафриканскую эпоху, около 560 млн. лет назад. Однако отдельные горизонтальные подвижки происходили здесь и в перми вследствие коллизии Гондваны и Лаврентии.

Вторая крупная подвижная система, которая развивалась в начале позднего рифея, протягивается поперек центральной Сахары от нагорья Ахаггар на севере до Гвинейского залива на юге. Система носит название *Транссахарской*. В настоящее время она выражена чередованием горстов и грабенов. В горстах вскрываются породы вплоть до архейских (например, в нагорье Ахаггар), в грабенах - верхи протерозоя. Среди отложений системы имеются офиолиты, островодужные вулканы и граувакки. Таким образом, деструкция континентальной коры около 850 млн. лет назад дошла до стадии формирования океанской. Также как Мавританиды, Транссахарская система завершила развитие в конце вен-

да - начале кембрия, в панафриканскую эпоху. Ее надвиги также имеют вергентность в сторону Западно-Африканского кратона. Возможна связь этой системы с разновозрастными подвижными поясами северо-восточной Бразилии.

Аравийско-Нубийский щит на северо-востоке региона разорван миоценовым рифтом Красного моря. Этот щит несет многочисленные доказательства существования здесь в позднем протерозое бассейнов с океанской корой и островными дугами. По мере формирования эти дуги причленились с запада к Нильскому (Сахарскому) кратону. Продолжением этой зоны на юге является Мозамбикский пояс, но офиолитовые зоны в нем последовательно выклиниваются к югу, и пояс превращается в гранулитогнейсовый, гренвилевского типа. Он обрывается областью мезозойской коры Индийского океана, однако продолжение его имеется на Мадагаскаре и далеко на юге, в Антарктиде.

Еще одна подвижная зона северо-восточного простиранья разделяет кратоны Калахари и Конго. Это *система Дамара*, которая развивалась в интервале времени от 800 до 450 млн. лет назад (т. е. до позднего ордовика), испытав главные деформации в панафриканскую эпоху. В пределах системы обнаружены офиолиты, надвинутые на кратон Калахари. Образование Дамарид связывают с рифтингом в начале неопротерозоя на тройном сочленении континентальных рифтов. В позднем рифее здесь возникла обширная впадина с глубоководными условиями седиментации. Среди осадочных пород (сланцевых и флишеидных толщ) наблюдаются прослои базальтов, габбро и пирокластов. Таким образом, рифтинг явно достиг стадии появления океанской коры. Породы Дамарид метаморфизованы до амфиболитовой фации. Дамариды составляли единое целое с системой Рибейра в Бразилии.

Северо-восточное продолжение Дамарид носит название *Катангиды*. Вся система заканчивается на северо-востоке крупным блоком - Луфилийской дугой. На этом окончании располагается крупнейший рудноносный район, известный главным образом медными рудами. Здесь же в разрезе фиксируются следы позднепротерозойского оледенения. Катангиды, в отличие от более юго-западных Дамарид, развивались на сиалическом основании и относительно слабо складчаты и метаморфизованы. При этом они отличаются значительной мощностью отложений - свыше 10 км в отдельных местах. На побережье Атлантики система Дамарид-Катангид разветвляется на северную и южную ветви (соответственно, Западные Катангиды и Гариеп), приблизительно следующие побережью.

Окончательная кратонизация фундамента Африканской платформы произошла в конце протерозоя - самом начале палеозоя в результате панафриканского орогенеза. На крайнем юге Африки Капский прогиб, выполненный палеозоем, испытал складчатость и инверсию в триасе. В

определенной мере система Капид является аналогом Патагонской платформы Южной Америки и также наложена на верхнепротерозойское основание.

IV.2. Осадочный чехол древней платформы

Древнейший осадочный чехол Африки обнаружен в пределах пояса Барбертон. Здесь на позднеархейском субстрате, подвергнутому прифтингу и мощному растяжению, и имеющему минимальный возраст в 3 млрд. лет, возник морской бассейн в котором накопилась *формация Понгола* - одна из древнейших осадочных формаций, состоящая из лимнических отложений. С осадочными породами сочетается трапповая ассоциация. Эта древняя толща удивительно слабо метаморфизована, и элементы древней палеогеографии - озерный бассейн, речная сеть - хорошо восстанавливаются. Выше несогласно залегает трехчленная осадочная серия с возрастом 2,7 - 2,6 млрд. лет. В ее состав входит группа Витватерсранд, где в гравелитах и других грубообломочных отложениях выявлена богатая золотоносность. Отложения накапливались в континентальном водоеме. В указанную триаду входит также толща Вентерсдорн. Она интересна тем, что включает самые древние в мире тиллиты. В средней части разреза ЗКП Барбертона наблюдаются следы органической жизни в виде водорослей и бактерий.

Основной платформенный этап развития Африканского континента начался с кембрия. В районе Анти-Атласа, Суэцкого залива, Синайского п-ова и по восточному обрамлению Аравийско-Нубийского щита распространилась кембрийская трансгрессия. В ордовике трансгрессия расширяется и охватывает всю территорию Сахары до окраин Гвинейского залива. Кварцевые песчаники ордовикского возраста обнаружены и в системе Капид. С концом ордовика совпадает важный эпизод развития Африки: по крайней мере северная ее половина пережила материковое оледенение. Позднее следы этого оледенения были открыты в Европе и Северной Америке (на Ньюфаундленде).

В силуре вновь происходит обширная трансгрессия и накапливаются толщи аргиллитов, граптолитовых сланцев и сопутствующих отложений. Трансгрессия распространилась по всей территории Сахары и крайнего юга Африки. Однако Экваториальная и большая часть Южной Африки по-прежнему оставались сушей. Схожая картина сохранялась и в раннем девоне. Раннедевонская фауна брахиопод Африки очень характерна, и ее представители найдены в Южной Америке, Индии, Австралии и Антарктиде.

В среднем девоне - раннем карбоне бассейн мелет, и в нем доминирует терригенно-карбонатное осадконакопление. В северной половине Африки в отложениях этого возраста преобладает фауна европейского типа. В среднем карбоне началась регрессия в связи с герцинским ороге-

незом в Атласидах. В результате этого в северной части платформы стали обособляться отдельные поднятия и синеклизы, которые с позднего карбона заполняются континентальными осадками. Континентальные отложения в Северной Африке продолжали накапливаться до раннего мела, хотя в отдельных местах на крайнем севере известны морские пермь, триас и юра. На северо-востоке континента формируется мощная толща красноцветных нубийских песчаников, возраст которых долго оставался неизвестным. В настоящее время его определяют как раннекаменноугольно-раннемеловой. В триасе самого севера Африки известны эвапориты; они распространены также по другую сторону Средиземного моря и маркируют завершающую стадию континентального рифтинга Западного Тетиса.

В Южной Африке с конца карбона также протекали процессы рифтинга. Часть рифтов переросла в синеклизы. В одной из таких синеклиз - *Карру* - на самом юге региона с позднего карбона по ранний мел накапливался одноименный комплекс, в основании которого залегают покровно-ледниковые образования супергруппы Двайка. Аналоги этой супергруппы были позднее обнаружены по всей Южной Африке и даже по южному обрамлению Аравийского щита. В ранней перми в синеклизах аккумулировались угленосные толщи, имеющие промышленное значение, а в поздней перми-триасе - континентальные красноцветы серии Бофорт. Завершает разрез комплекса Карру мощные траппы формации Дракенсберг начала средней юры. После небольшого перерыва континентальное осадконакопление возобновилось в раннем мелу. С этими красноцветными отложениями связана вторая трапповая формация - *Этендека*, известная главным образом в Намибии. Формация Дракенсберг коррелируется с одновозрастными вулканитами Патагонской платформы Южной Америки, а *Этендека* - с траппами Параны.

Комплекс Карру является характерным гондванским комплексом, и его аналоги разной степени полноты и близости обнаружены на всех древних платформах южной группы. В Африке этот комплекс наблюдается также в крупной синеклизе Конго. С другой стороны, он известен и в грабенах (например, западнее оз. Танганьика). Аналоги комплекса Карру есть в Кении и Танзании, но здесь на уровне перми - нижней юры появляются морские прослои, что является следствием ингрессий со стороны Тетиса.

С поздней юры, в связи с началом раскрытия Атлантики и Индийского океана, от Африки отделяется Мадагаскар, а периферия Африканского материка охватывается трансгрессией. В берриасе морские отложения появляются на самом юге Африки, где происходит раскрытие соответствующей части Индийского океана. С неокома трансгрессия расширяется. К сеноману (около 100 млн. лет назад) происходит полное отделение Африки от Южной Америки, и Африка превращается в са-

мостоятельный континент. Поздний мел характеризуется обширными трансгрессиями. По обе стороны массива Ахаггар возникают морские проливы, соединяющие Средиземноморский Тетис с Атлантикой. Указанные проливы с перерывами действовали до эоцена. В олигоцене происходит полное осушение Африки.

В это же время, в олигоцене, закладывается *Восточно-Африканская рифтовая система*. Она включает континентальную и морскую части и вместе с рифтами Красного моря и Аденского залива формирует классическое тройное сочленение - *треугольник Афар*. На юге система распадается на две ветви. Западная ветвь следует через оз. Танганьика до Малави. По своей структуре область оз. Танганьика очень похожа на Байкал. Восточная ветвь пролегает через Кению. В Малави обе ветви сливаются в единую, которая на крайнем юге уходит в Индийский океан. На севере рифтовая система через трансформный сдвиг Мертвого моря (Акабо-Иорданский) продолжается до подножья Таврских гор в Турции. Заложение рифтовой системы в олигоцене сопровождалось трапповым магматизмом на севере и в ее восточной, кенийской, ветви. В пределах восточной ветви имеются молодые стратовулканы Кения, Килиманджаро и Эльгон, которые приурочены к поперечным разломам. Продукты их вулканизма относятся к щелочной серии. В западной ветви наблюдаются скромные по масштабу внедрения основных и ультраосновных пород. Обе ветви рифтовой системы обходят древний Танзанийский эократон, в целом наследуя ослабленную зону Мозамбикского пояса.

Аравийский индентор. Африканская и Аравийская плиты перемещаются к северу относительно "неподвижной" Европы. При этом Аравийская плита движется приблизительно в 2 раза быстрее Африканской (около 2 и 1 см/год, соответственно). В связи с этим между плитами, вдоль восточно-средиземноморского побережья пролегает крупный левый сдвиг - Акабо-Иорданская система разломов (известная также как Левантийская, Мертвоморская). Опережая в движении Африканскую плиту, Аравийский индентор вклинивается в Евразию более чем на 700 км, создавая мощные деформации перед своим фронтом. Деформации сжатия распространяются далеко к северу, вплоть до южной окраины Восточно-Европейской платформы. Внедрение Аравийского индентора оказало огромное влияние на развитие Большого и Малого Кавказа, создало цепи гор Загрос на границе Турции и Ирана, складчатые деформации по периферии Восточно-Черноморской впадины, на Керченском и Таманском п-овах и привело к частичному замыканию зон неоген - четвертичной субдукции в Восточном Средиземноморье.

IV.3. Основные этапы развития Африканской платформы

История Африканской платформы может быть прослежена со времени 3,5 - 3,4 млрд. лет назад, что соответствует возрасту древнейших

гнейсов и гранито-гнейсов эократонов Каапваальского и Зимбабве. В это время на территории будущего материка начинает формироваться "серогнейсовая" протоконтинентальная кора. В среднем же архее на этих эократонах образуются зеленокаменные пояса, площадь которых расширяется в позднем архее. К концу архея происходит кратонизация значительных площадей Африки, включая территорию Мадагаскара. На отдельных участках, испытавших раннюю кратонизацию, уже в среднем архее начинает накапливаться протоплатформенный чехол (формация Понгола).

Деструкция коры в начале протерозоя создает ряд подвижных поясов, разделивших ядра древнейшей консолидации, которые в это время и превращаются в эократоны. Уже в позднем архее на Каапваальском эократоне, в синеклизе Трансвааль начинает накапливаться осадочные отложения чехла; этот процесс продолжается в раннем протерозое. В большинстве подвижных поясов между эократонами рифтинг не достиг полного разрыва протоконтинентальной коры. Крупнейшим среди таких поясов является Лимпопо - гранулитогнейсовый пояс, отличающийся особо высокой степенью метаморфизма.

Новая консолидация платформы произошла около 2 млрд. лет назад в результате эбурнейской эпохи диастрофизма. Площадь платформенных областей значительно расширяется, т. к. в нее включаются новые области бывших раннепротерозойских подвижных поясов. Через относительно небольшой промежуток времени, в начале среднего протерозоя, следует очередная деструкция фундамента, по размерам гораздо меньшая, чем раннепротерозойская. На юге протоплатформы Калахари формируются трог с океанской корой, а в системе Кибарид и Ирумид, очевидно, господствовал энсиалический режим.

После кибарского орогенеза в течение 100 - 200 млн. лет в рассматриваемом регионе, вошедшем в состав суперконтинента Родиния, довлел спокойный тектонический режим, который был вновь нарушен, причем в гораздо более крупном масштабе, в интервале времени между 900 и 800 млн. лет назад. Континент был разбит на несколько стабильных кратонов, разделенных линейными бассейнами с корой типа океанской. Появление этих групп бассейнов - Мавританской, Транссахарской и Нубийско-Аравийской с продолжением в виде энсиалического Мозамбикского пояса - привело к тому, что единая прежде область консолидации Северной Африки (Сахарский кратон) была разобшана на западную и восточную части. На Западно-Африканском кратоне уже в конце среднего протерозоя начала развиваться крупная синеклиза Таудени.

В Экваториальной и Южной Африке к концу позднего протерозоя также закладывается несколько сложно построенных подвижных поясов с изменчивым простираем и отдельными ответвлениями, положившим начало системам Дамарид, Катангид и Западных Катангид.

Основные узлы этих систем приурочены к районам будущего раскрытия Южной Атлантики.

Указанные системы испытали наиболее интенсивные деформации в позднем венде, что сопровождалось глубоким метаморфизмом (местами вплоть до гранулитовой фации), однако высокая тектоническая активность в них продолжалась в кембрийском периоде и даже отчасти в ордовике (т. е. в течение всей панафриканской эпохи). Эта эпоха явилась завершающей в становлении фундамента Африканской платформы и привела к значительным палеогеографическим переменам: Африка образовала одно целое с Южной Америкой, сформировав Западную Гондвану, а после замыкания Мозамбикского океана она соединилась с Восточной Гондваной. Таким образом, в результате панафриканского (= кадомского = бразильского = байкальского) орогенеза образовался новый суперконтинент, который просуществовал до юры.

Гондванский период развития на всех платформах, принадлежащих к этой группе, отчетливо подразделяется на раннегондванский этап (ордовик - средний карбон) и позднегондванский (поздний карбон - средняя юра). На первом этапе Африканская платформа в своей центрально-южной половине испытывала относительное воздымание; опускания происходили лишь в Капской провинции (ЮАР) и в области Сахарской плиты. Герцинский орогенез в Атлсидах и Мавританидах на северо-западе Африки вызвал расчленение прежде единой области прогиба Сахарской плиты на отдельные синеклизы и разделяющие их поднятия, а несколько позже (в раннем триасе) произошли складчатость и воздымание Капского прогиба.

На позднегондванском этапе в Северной Африке происходили слабые погружения в остаточных впадинах, где накапливались маломощные континентальные осадки. В Экваториальной и Южной Африке, наряду с покровным оледенением, стал развиваться рифтогенез, который достиг пика в конце карбона - ранней перми. В системе грабенов отлагается комплекс Карру. Этап завершился излияниями плато-базальтов в Южной Африке. Этот вулканизм непосредственно предшествовал распаду Гондваны.

С началом постгондванского периода, в течение поздней юры - раннего мела, сформировались пассивные континентальные окраины Африки, связанные со спредингом в Неотетисе, Атлантике и Индийском океане. От Африки отделяются Мадагаскар и Сейшелы. Продолжается развитие Центрально-Африканской рифтовой системы. В позднем мелу - палеоцене возникает Транссахарский пролив, который соединил рифты зал. Сирт (Сидра) в Ливии и Бенуэ в Нигерии. Пролит просуществовал до эоцена, связывая Атлантику с Западным Тетисом.

В олигоцене наступает неотектонический этап развития Африки и Аравии, и большая часть их территорий испытывает воздымание. В это

время возникает Восточно-Африканская рифтовая система; в позднем миоцене раскрываются Аденский залив и Красное море и образуется Аравийский п-ов. Заложение рифтов сопровождалось мощным вулканизмом. Оживление вулканической активности отмечается и в западных районах Северной Африки: в Ливии, на плато Ахаггар, в Анти-Атласе и Сенегале, вдоль Камерунской линии (на восточном продолжении экваториальной группы трансформных разломов Атлантики). Мощный кайнозойский вулканизм предполагает существование под Африканским континентом мантийного суперплюма с центром в восточной половине материка, что подтверждается данными сейсмической томографии.

V. ИНДОСТАН

Субконтинент Индостан является единственным среди обломков Гондваны, который полностью оказался в северном полушарии, совершив длительное путешествие на север после отделения от Антарктиды приблизительно 120 млн. лет назад. К Евразийскому континенту он примкнул лишь около 45 млн. лет назад. Индостан сыграл особую роль в развитии представлений о Гондване: это название возникло от имени древнего племени гондов в центральной Индии. Еще в середине XIX века британские исследователи выделили здесь характерный комплекс пород позднепалеозойско-раннемезозойского возраста, назвав его гондванским. Гондванский комплекс Индии аналогичен комплексу Карру в Африке и, как мы увидим в дальнейшем, супергруппе Бикон в Антарктиде.

Субконтинент представляет собой древнюю платформу, окончательная стабилизация которой произошла лишь в конце среднего протерозоя. В этом плане он схож с другими континентами Восточной Гондваны (Австралией и Антарктидой) и отличается от описанных выше западно-гондванских платформ. Такое различие в истории развития вполне понятно, т. к. Восточная и Западная Гондваны объединились только в конце позднего протерозоя, после закрытия Мозамбикского океана, оставившего после себя Мозамбийский пояс.

V.1. Фундамент древней платформы

Архейско-среднепротерозойские породы широко обнажены в пределах Индостана, особенно в его южной половине (рис. 8). Эту область с преобладающими выходами древних пород часто именуют *Южно-Индийским щитом*. Основная площадь щита занята гранит-зеленокаменными областями. В их пределах преобладают так называемые "полуостровные гнейсы" (Peninsular gneisses). Это сборное понятие, которое подразумевает породы возрастом от 3,3 до 3,0 млрд. лет, в том числе породы самого древнего ЗКП - *Саргурского*, имеющего среднеархейский воз-

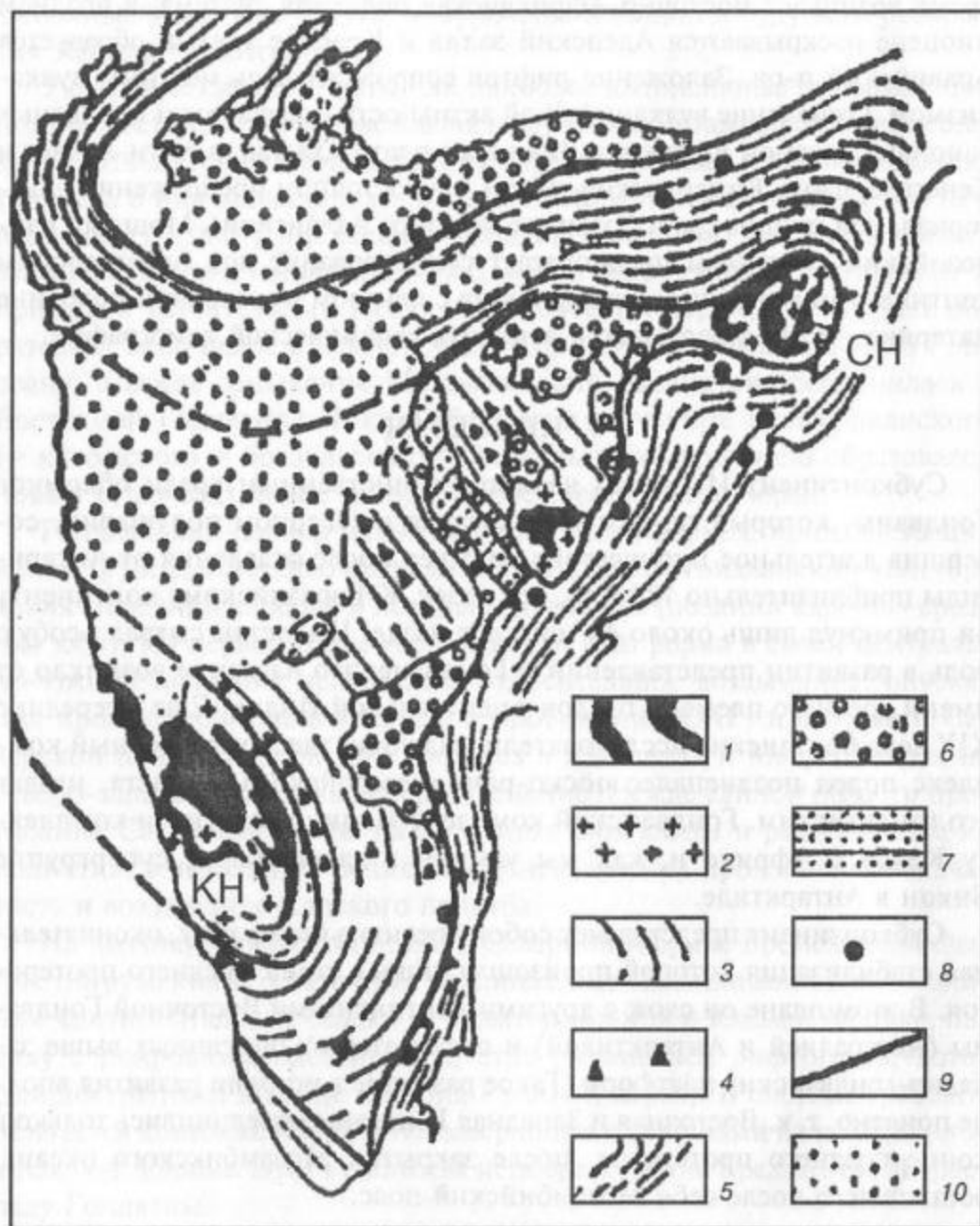


Рис. 8. Обобщенная геологическая карта Индостана (по Б. П. Радхакришна и С. М. Накви):

1 - 4 - архей: 1 - сланцевые пояса в пределах ядер, 2 - тоналитовые гнейсы, 3 - гранодиориты-гранулиты, 4 - калиевые граниты, 5 - раннепротерозойские гранулиты и гнейсы, 6 - среднепротерозойские осадочные бассейны, гондванские отложения рифта Годавари, 7 - анортозиты вдоль контакта архей - протерозой, 8 - надвиги Восточных Гат и Сукинда-Сингбума, 9 - границы структурных элементов, 10 - траппы Декана, КН - ядро Карнатака, СН - ядро Сингбум

раст. Этот пояс служит представителем первой генерации южно-индийских ЗКП. Типичным примером второй генерации является *Дарварский ЗКП*. От зеленокаменных поясов других материков индийские отличаются преобладанием метаосадочных пород над вулканическими. Поэтому индийские геологи традиционно называют эти пояса "schist belts" - сланцевыми поясами. Саргурская группа встречена лишь в виде разрозненных фрагментов среди полуостровных гнейсов. Она сложена кварцитами, часто железистыми, пелитами и карбонатами с прослоями толеитовых вулканитов. Породы характеризуются хромитовым оруденением. Отложения метаморфизованы до гранулитовой фации в конце среднего архея и повторно в конце позднего архея, совместно с более молодыми ЗКП. В их основании лежит сиалическая кора.

Супергруппа Дарвар распространена значительно шире. Дарварские пояса, в которых метаморфизм не выходит за пределы зеленосланцевой фации, простираются субпараллельно друг другу в север-северо-западном направлении, а выходы этих пород наблюдаются на Дарварском выступе на юго-западе субконтинента. В супергруппу, общая мощность которой превышает 8 км, входят конгломераты, ураноносные кварциты, железистые карциты (имеют промышленное значение), филлиты, карбонаты и граувакки. Состав присутствующих вулканитов меняется от ультраосновного до кислого. Породы отличаются богатой золотоносностью. Для дарварских ЗКП предполагается энсиалическое заложение и рифтогенное развитие в мелководно-морских, отчасти аллювиальных условиях. Дарварские отложения налегают на полуостровные гнейсы возрастом около 3 млрд. лет, чем и определяется их нижний возрастной предел. Верхний предел составляет около 2,5 млрд. лет. В это время формируется линейный (500 на 10 - 50 км) гранитный батолит Клосепет меридионального простирания, который связан с анатексисом "полуостровных гнейсов".

К югу Дарварские ЗКП переходят в область преобладания гранулитов как магматического, так и осадочного происхождения. Эта область занимает весь юг полуострова. Среди пород особенно характерны чарнокиты, которые здесь и были впервые выделены. Возраст гранулитового метаморфизма - 2,3 млрд. лет.

В северо-восточной части полуострова располагается *Сингбумский мегакупол* - второй район выходов архея. Здесь распространен преимущественно средний архей возрастом до 2,9 млрд. лет, хотя наиболее древние датировки местных гнейсов и амфиболитов дают возраст 3,5 - 3,3 млрд. лет. Более молодые породы представлены сланцами и основными интрузивами, а также основными и кислыми вулканитами. Данный район богат железными и марганцевыми рудами.

Третий район распространения выходов архея - *Банделькандский массив* в штате Раджастан на севере Индии. Здесь, на восточном склоне

хр. Аравалли, развит среднеархейский комплекс "Полосчатых гнейсов" (мigmatиты и метаосадочные породы). Более молодой - Банделькандский комплекс - распространенный восточнее, скорее всего, относится к верхнему архею. В его состав входят преимущественно гранитоиды с включениями метаосадочных и основных метавулканических пород. Их возраст около 2,5 млрд. лет.

По-видимому, первоначально архей присутствовал на всей территории полуострова, но последующие тектонические переработки сохранили лишь отдельные архейские ядра. К общим особенностям развития юга и севера Индостана относятся время начала становления континентальной коры, отвечающее рубежу 3,5 - 3,0 млрд. лет назад, и кратонизация в самом конце архея, 2,5 млрд. лет назад.

В начале протерозоя происходит деструкция образовавшейся протокоры, и формируется подвижный пояс, который разделил будущий кратон на две неравные части: меньшую северную и большую южную. Этот протерозойский подвижный пояс на северо-западе представлен *супергруппой Аравалли*, слагающей основную часть одноименного хребта. Здесь нижнепротерозойская супергруппа Аравалли перекрыта среднепротерозойской *супергруппой Дели*. С востока пояс ограничен крупным разломом, по которому протерозойские породы контактируют с архейскими "Полосчатыми гнейсами". Другой разлом на северо-западе отделяет пояс от более молодых образований.

Араваллийский пояс включает отдельные выступы "Полосчатых гнейсов", что говорит о его заложении на сиалическом основании в результате рифтогенеза. Рифтогенез подтверждается присутствием континентальных толетов и интрузий мафитов и ультрамафитов в низах супергруппы. В целом же супергруппа сложена конгломератами, аркозами, кварцитами, доломитами, строматолитовыми фосфоритами и другими породами. Толща завершила свое формирование приблизительно 2 млрд. лет назад внедрением гранитных плутонов. Рифтинг возобновился в конце раннего протерозоя, причем в более широком масштабе, что привело к накоплению мощной супергруппы Дели. В виде изолированных сегментов система Аравалли продолжается на восток, где заканчивается крупным Шиллонгским блоком на северо-востоке полуострова к северу от Бенгальского залива.

Супергруппа Дели является наиболее молодым, среднепротерозойским, элементом фундамента Индостанской платформы. Как уже отмечалось, она надстраивает в хр. Аравалли Араваллийскую супергруппу. Возможно, что при ее образовании деструкция коры могла дойти до стадии спрединга, но только очень ограниченного. Рифтинг был диффузным, что вызвало появление многочисленных горстов и полуграбеннов, а общая структура напоминает провинцию Бассейнов и хребтов запада США. Делийские отложения стали аккумуляроваться в речных

условиях, которые затем сменились мелководно-морскими, а потом - относительно глубоководными. Состав отложений обломочно-глинисто-карбонатный. В целом степень метаморфизма низкая, причем основной метаморфизм, сопровождавшийся инверсией бассейна, произошел 1,6 - 1,4 млрд. лет назад, в раннем рифее.

Особое место в истории и структуре Индостана принадлежит *Восточно-Гатскому гранулитно-гнейсовому поясу*. Он простирается вдоль восточного побережья Индостана на расстояние почти 1200 км от южного края Сингбумского массива до южной оконечности полуострова. Вероятно, далее пояс продолжается в центральную часть Шри-Ланки. Пояс представляет собой полифазное образование. Основная масса его пород имеет раннепротерозойский возраст; окончание накопления этих образований определено в 2,0 - 1,9 млрд. лет назад. Они испытали амфиболитовый и гранулитовый метаморфизм. Преимущественным распространением пользуются терригенно-карбонатные породы, возможно, первоначально относившиеся к проточехлу. Много плутонов анортозитов и щелочных гранитоидов, широко развиты ортогнейсы и чарнокиты. Местные гранито-гнейсы датированы ранним протерозоем (1,9 - 1,8 млрд. лет). Комплекс испытал четыре фазы деформаций. Последняя из них (надвиги к западу наподобие Гренвильского или Мозамбикского фронтов), судя по возрасту перекрывающих пород на Шри-Ланке, может датироваться панафриканской эпохой на границе венда и кембрия.

На крайнем юге Индии и в Шри-Ланке наблюдаются фрагменты Мозамбикского пояса. Их развитие завершилось около 500 млн. лет назад, на уровне кембрия.

V.2. Осадочный чехол древней платформы

В отдельных местах, главным образом на северной половине платформы рифей имеет характер осадочного чехла и выполняет несколько плоских синеклиз. Рифейские разрезы сложены преимущественно красноцветными кварцитами, аргиллитами, известняками с силлами и лавами основных магматитов. Особой мощности эти отложения достигают в *Куддапахской* и *Виндийской синеклизах*. Первая из них примыкает с запада к центральной области Восточных Гат, вторая располагается восточнее массива Бандельканд. Здесь присутствуют все три отдела рифея, которые слагают циклически построенные толщи. Каждый цикл, отделенный несогласием, начинается с конгломератов, а завершается строматолитовыми известняками.

В венде на большей части платформы осадки не накапливались. Исключение составляют Виндийская синеклиза, а также *Синд-Пенджабская* и *Гималайская зоны перикратонных опусканий* на севере платформы. Характерной здесь является вендская эвапоритовая формация мощностью до 2 км.

На границе кембрия и ордовика на гималайской окраине фиксируется фаза диастрофизма, природа которой не очень ясна. Скорее всего, это отголосок панафриканской эпохи, связанный с финальной стадией коллизии Западной и Восточной Гондваны. С этого момента начинается гондванский период развития Индостана, который, как и на других материках, традиционно делится на раннегондванский и позднегондванский этапы.

В течение раннего этапа (кембрий - карбон) Индостан почти полностью являлся низменной сушей. Кембрий, как и венд, распространен только на крайнем севере Индии. Морской нижний - средний палеозой известен в Низких (Внешних) Гималаях. Эта зона представляет собой переработанный склон древней платформы. Здесь же присутствует характерные верхнепалеозойские образования, включающие ледниковые (серия Талчир).

На позднегондванском этапе (поздний карбон - юра) Индостан пережил рифтинг и покровное оледенение. Оледенение было вызвано мощным воздыманием платформы, а рифты развивались на фоне этого воздымания. Возникшая рифтовая система имела сложную конфигурацию. На западе она начиналась в Бомбейском заливе, протягивалась на восток-северо-восток в верховья Бенгальского залива, а между двумя этими граничными пунктами образовывала три ответвления в юго-восточном направлении. Возникшие грабенообразные впадины заполнялись отложениями, почти аналогичными позднегондванскому африканскому комплексу Карру. Различие заключается в присутствии в индийских сериях дополнительной угленосной толщи в нижней - средней юре. На западе гималайской окраины платформы в ранней перми происходили трапповые излияния, предшествовавшие заложению Неотетиса. В связи с усилившимися прогибаниями гималайской окраины триасовые отложения в этой области увеличивают свою глубоководность с юга на север: карбонатные и песчано-глинистые шельфовые отложения здесь замещаются темноцветными глинистыми. В поздней юре - апте морской режим охватывает значительную северо-западную часть склона платформы, где накапливаются карбонаты и мелководные песчано-глинистые осадки с регрессивным перерывом в неокоме.

В поздней юре начинает формироваться восточная окраина Индостана, причем этот процесс первоначально отмечается заложением рифтового *прогиба Керала* на юге окраины. В рифте, поверх которого возникла синеклиза, мощность морских юрских образований превышает 2,5 км. На северо-востоке Индостана в раннем мелу происходили трапповые излияния в холмах Раджмахал, связанные с раскрытием Бенгальского залива.

В позднем мелу морское осадконакопление охватывает почти все окраины субконтинента. Возникают новые рифтовые прогибы, в част-

ности, *Камбейский*, начинающийся в одноименном заливе на западе Индостана и продолжающийся на север-северо-запад, а также ряд грабенных на юго-востоке полуострова.

На границе мела и палеогена, около 65 млн. лет назад формируется трапповая ассоциация плато Декан. При площади излияний в 700 тыс. кв. км мощность вулканитов достигает 2 км. Деканские траппы связывают с прохождением Индостаном горячей точки, которая сейчас находится в районе о-ва Реюньон, восточнее Мадагаскара. Перемещение Индостана к северу одновременно приводит к раскрытию Аравийского моря. От Индостана отделяется Маскаренский хр. вместе с блоком Сейшельских о-вов.

Камбейский рифт продолжал активное развитие в палеоцене - эоцене; здесь аккумуляровались песчано-глинисто-карбонатные осадки. Одновременно погружаются западная и восточная пассивные окраины субконтинента, а на северной окраине в позднем эоцене накапливаются эвапориты. В палеоцене - среднем эоцене погружение гималайской окраины прекращается в связи со столкновением Индостана с Евразией, и нисходящие движения сменяются воздыманием. С конца эоцена восходящие движения охватывают большую часть платформы, а с олигоцена весь ее север становится сушей.

По периферии Индостана в неогене происходят опускания, и формируются периокеанские бассейны на западе и востоке полуострова. Шри-Ланка отделяется от Индостана.

V.3. Основные этапы развития Индостана

Первая кратонизация субконтинента завершилась, вероятно, к началу среднего архея, около 3,5 млрд. лет назад. На образовавшейся протоконтинентальной коре заложились саргурские зеленокаменные пояса, а после формирования комплекса "полуостровных гнейсов" в течение среднего и позднего архея - дарварская генерация ЗКП, возникающая в конце архея. К раннему протерозою большая часть будущей платформы характеризовалась зрелой континентальной корой.

В раннем протерозое новая фаза деструкции разделила будущую платформу на северный и южный эократоны. Подвижный Араваллийский пояс между эократонами образовался за счет рифтинга континентальной коры, который в отдельных сегментах пояса перерос в ограниченный спрединг. Араваллийский пояс завершил развитие к концу раннего протерозоя, после чего на кратонизированной части платформы началось осадконакопление. Главными областями седиментации были Виндийская синеклиза на севере и Куддапахская на юге.

В среднем протерозое подвижность сохраняли два пояса - Делийский и Восточно-Гатский. Первый из них возник из-за возобновившегося рифтинга в среднем протерозое в непосредственном соседстве с ара-

валлидами. Рифтинг также сменился спредингом, ограниченным по масштабу. Замыкание малых океанских бассейнов в этом поясе, сопровождавшееся складчатостью, относительно слабым метаморфизмом и внедрением гранитов, произошло на рубеже раннего и среднего рифея.

Пояс Восточных Гат - типичный гранулитогнейсовый пояс - начал свое развитие на архейской континентальной коре еще в раннем протерозое и прошел через несколько фаз диастрофизма в течение среднего и позднего протерозоя. В позднем протерозое он завершил свое развитие: произошла интенсивная складчатость и надвигание на рифейскую Кадапахскую синеклизу. Продолжение Восточно-Гатского пояса обнаруживается на Мадагаскаре и в Восточной Антарктиде.

В конце протерозоя, в панафриканскую эпоху, замыкается Мозамбикский океан, разделявший Западную и Восточную Гондвану. Происходит объединение континентальных блоков включающих Южную Америку, Африку-Аравию, Мадагаскар (Западная Гондвана), Индостан, Шри-Ланку, Австралию и Антарктиду (Восточная Гондвана). Сочленение континентов вызвало общий подъем их территории; на Индийской платформе только ее северная пассивная окраина, обращенная к Палеотетису, в течение позднего венда - раннего кембрия испытывала слабые прогибания, сопровождавшиеся соленакоплением.

В конце карбона центральная Индия претерпевает рифтогенез. Рифты развивались практически до конца раннего мела, и в них накапливались характерные гондванские серии, начиная с тиллитов и кончая раннемеловыми траппами.

С началом распада Гондваны в раннем триасе окраины платформы демонстрируют тенденцию к прогибанию. Возникает новая рифтовая система, в некоторой степени унаследованная от предшествующей. В раннем мелу начинается раскрытие Бенгальского залива, и территории, прилегающие к этому району, ускоряют темпы опускания. В конце мела происходит раскрытие нового морского бассейна - Аравийского моря, но уже к западу от субконтинента. Аравийский бассейн полностью отделил от Индостана Сейшеллы и Мадагаскар, первые признаки отчленения которых фиксируются в поздней юре. Поскольку связи Индостана с Антарктидой были потеряны уже на рубеже средней - поздней юры, то к концу мела Индостан обособляется в качестве самостоятельного континента.

Важное событие - излияние деканских платобазальтов - происходит практически на границе мела и палеогена. Учитывая масштаб этого явления, некоторыми исследователями данное событие расценивается как причина массового вымирания фауны. Это время характеризуется быстрой (порядка 17 см/год) миграцией Индостана к северу, во время которой эта континентальная плита минует горячую точку в районе острова Реюньон.

Столкновение Индостана с Евразией началось в конце палеоцена, около 58 млн. лет назад, а пик столкновения, повлекший наибольшие деформации, пришелся на рубеж 45 млн. лет назад. После столкновения скорость конвергенции Индостана и Евразии снизилась до 10 см/год, а затем до 5 см/год. Перед фронтом деформаций, связанным с внедрением "Белуджистанского индентора", возникают молассовые предгорные прогибы. Одновременно с этим продолжали свое развитие рифтогенные периокеанские бассейны. К настоящему времени Индостан вклинился в Евразию почти на 2 тыс. км.

VI. АВСТРАЛИЯ

С физиографической точки зрения Австралийский континент подразделяется на три главных области: Западное плоскогорье, Центральная низменность и Восточное нагорье. Со структурной позиции континент включает два крупных элемента: древнюю Австралийскую платформу, занимающую около двух третей территории, и Тасманский палеозойский складчатый пояс на востоке (рис. 9). Зона их сопряжения большей частью скрыта верхнепалеозойско-мезозойским осадочным чехлом молодой платформы. Древняя платформа продолжается на север в пределы Арафурского моря и о-ва Новая Гвинея.

VI.1. Фундамент древней платформы

Фундамент платформы сложен архейскими, нижнепротерозойскими и переработанными в среднем протерозое раннедокембрийскими метаморфическими образованиями и гранитами.

На западе Австралии располагаются два главных архейских кратона, которые являются одними из наиболее полно изученных ГЗО мира: блок *Йилгарн* на юго-западе и расположенный севернее блок *Пилбара*. При этом в первом из них ЗКП преимущественно позднеархейские, а во втором - среднеархейские.

В блоке *Йилгарн* метаморфизм в ЗКП не превышает зеленосланцевой фации, возраст гранитов составляет 2,6 - 2,5 млрд. лет. ЗКП имеет классический трехчленный разрез. По западу кратона протягивается зона кварцитов, входящих в состав гранулит-гнейсового пояса, в котором возраст метаморфизма гнейсов достигает 3,65 млрд. лет (ранний архей). В них обнаружены обломочные цирконы, датировки которых дают цифры 4,3 - 4,2 млрд. лет - всего на 250 - 300 млн. лет меньше общего возраста Земли! Среднеархейский блок *Пилбара* - почти полный аналог Каапваальского эократона Южной Африки; очень схож их чехол, который начал развиваться с позднего архея. Возраст самых древних вулканитов здесь составляет приблизительно 3,5 млрд. лет. Многочисленные

гранито-гнейсовые купола фундамента кратона создают сложную пестельчатую плановую форму промежуточных ЗКП.

Меньшие по площади выходы архея наблюдаются в блоке *Гоулер* на юге Австралии, а также на ее севере, в частности, на выступе *Пайн-Крик*. Несомненно, архей должен также присутствовать под протерозойским осадочным чехлом, например, в блоке *Кимберли* (см. рис. 9).

После кратонизации к концу архея территория Австралии характеризовалась спокойным тектоническим режимом до рубежа около 2,2 млрд. лет назад. После этого происходит распад протоплатформы и заложение подвижных поясов. Одним из них является пояс *Каприкорн* (Козерог) между двумя главными описанными кратонами, два других окаймляют блоки *Кимберли* и *Гоулер*. Помимо этого, нижний протерозой выступает в районах *Теннант-Крик*, *Маунт-Айза* и в некоторых других местах. Хотя офиолитов в этих поясах не обнаружено, масштабы последующего сжатия заставляют предположить, что деструкция первичной континентальной коры могла достичь стадии появления коры океанского типа.

В конце раннего протерозоя кора Австралии вновь спаивается, однако активность в среднем протерозое сохраняется в орогенах *Моунт-Айза*, *Брокен-Хилл* (блок *Уильяма*), *Аранта* и *Масгрейв*. Подвижные зоны протягивались субпараллельно друг другу в юго-западном направлении. В орогене *Маунт-Айза* подвижки происходили до раннего рифея включительно. В консолидировавшемся к позднему протерозою блоке *Брокен-Хилл* относительно глубоководные нижнепротерозойские отложения отличаются богатым свинцовым и цинковым оруденением.

Центрально-Австралийский ороген (*Аранта-Масгрейв*) сложного строения и истории развития, пройдя *гренвильскую* стадию деформаций, окончательно стабилизировался только после *байкальской* эпохи складчатости. По своей природе он представляет собой типичный *гранулитогнейсовый* пояс, который является продуктом коллизии трех протократонов, в целом именуемых *Западно-Австралийским*, *Северо-Австралийским* и *Южно-Австралийским*. Последний, по-видимому, составлял часть *Антарктиды*.

К позднему протерозою относится заложение подвижного пояса к востоку от древней платформы - *складчатой системы Аделаида*. В некоторой степени ее ответвлением можно считать *авлакоген Амадиес* между блоками *Аранта* и *Масгрейв*. Северо-западным продолжением *авлакогена Амадиес* является *авлакоген Фитцрой*, где погружения начались лишь в *ордовике* и продолжались в течение всего *палеозоя*. Система *Аделаида* занимает промежуточное положение между "геосинклинальным" *Тасманским* поясом на востоке континента и древней *Австралийской платформой*. На начальной стадии своего развития система характеризовалась излиянием основных лав, аккумуляцией обломочных отложений и *эвапоритов*; *эвапориты* впоследствии породили *диапировые*

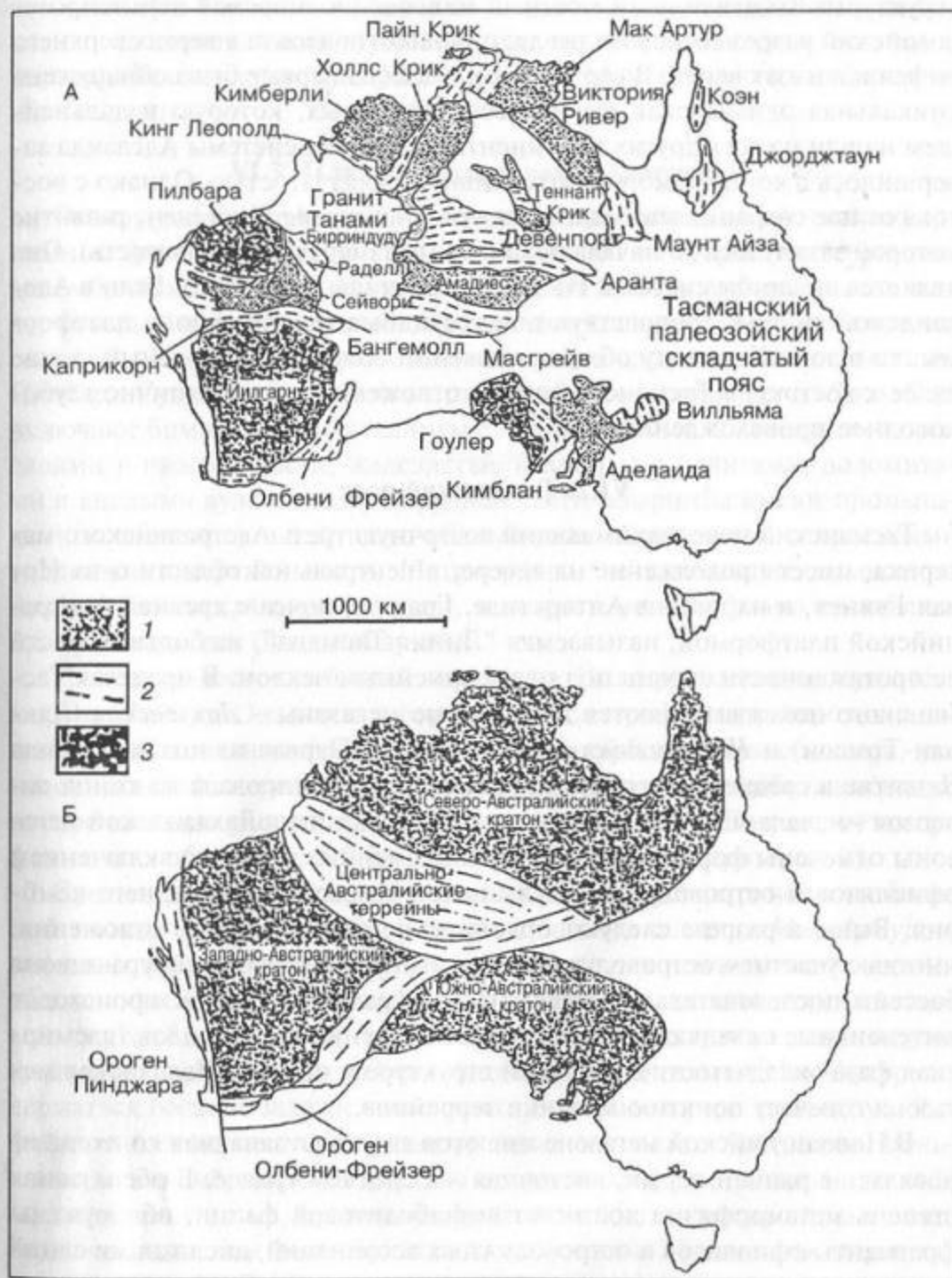


Рис. 9. Тектоническое районирование фундамента Австралии (по Дж. Майерсу и др.):

А - главные выступы докембрия; Б - основные докембрийские тектонические элементы. 1 - протерозойские бассейны, 2 - протерозойские орогены, 3 - архейские кратоны

структуры. Вышележащий мощный мелководно-морской верхнепротерозойский разрез содержит два ледниковых горизонта в верхах верхнего рифея и в низах венда. В верхнем венде здесь впервые была обнаружена уникальная эдиакарская фауна беспозвоночных, которую в дальнейшем нашли на всех других континентах. Развитие системы Аделаида завершилось в конце кембрия интенсивной складчатостью. Однако с востока от нее сохранилась подвижная ветвь - *система Канманту*, развитие которой затянулось до начала ордовика (деламерская складчатость). Она является аналогом системы Россид Антарктиды (см. ниже). Если в Аделаидской системе господствуют мелководные осадки склона платформы, то в зоне Канманту облик отложений более глубоководный, а еще далее к востоку, в Тасманском поясе отложения имеют типично глубоководное происхождение.

VI.2. Тасманский пояс

Тасманский пояс, занимающий восточную треть Австралийского материка, имеет продолжение на севере, в центральной области о-ва Новая Гвинея, и на юге - в Антарктиде. Граница пояса с древней Австралийской платформой, называемая "Линия Тасмана", на большей части ее протяженности скрыта под платформенным чехлом. В пределах Тасманского пояса выделяются две главные мегазоны - *Лахланская* (Лаклан-Томсон) и *Новоанглийская* восточнее ее. Первая из них завершила развитие в среднем палеозое, а вторая эволюционировала до конца палеозоя - начала мезозоя. Начальные стадии развития Лахландской мегазоны отмечены формированием зеленокаменных поясов с включением офиолитов и островодужных вулканитов возрастом до позднего кембрия. Выше в разрезе следуют ордовикские глубоководные отложения, иногда с участием островодужных вулканитов. В течение силура-девона бассейн последовательно мелеет. Перед средним девоном происходят интенсивные складчатые движения и внедрения гранитоидов (элсмирская фаза складчатости). По своей структуре и природе Лахланская мегазона отвечает понятию мозаики террейнов.

В Новоанглийской мегазоне имеются две зоны: западная консолидировалась в ранней перми, восточная - в среднем триасе. В обеих зонах степень метаморфизма достигает амфиболитовой фации, обнаружены фрагменты офиолитов и островодужных ассоциаций, дислокации сложные, породы восточной зоны надвинуты на западную. В сущности, структура восточной зоны определяется как серия шарьяжей. В большом количестве присутствуют пермо-триасовые интрузии гранитоидов.

Таким образом, Лахланская и Новоанглийские системы относятся, соответственно, к каледонидам и герцинидам. В конце палеозоя между мегазонами возник Сиднейско-Боуэнский прогиб, который также подвергся складчатости в триасе. Присутствие офиолитов и островодужных

ассоциаций в Тасманском поясе объясняется развитием Палеопацифика и последовательным приращением его островных дуг с востока к Австралийскому кратону в области активной континентальной окраины Гондваны.

VI.3. Платформенный чехол Австралии

Осадочный чехол Австралии можно подразделить на протоплатформенный (раннедокембрийский) и собственно платформенный (познедокембрийско-фанерозойский). Примером протоплатформенного чехла, который напоминает южноафриканский, служат отложения *протосинеклизы Хамерсли*, которая своим северным крылом наложена на блок Пилбара. Суммарная мощность отложений здесь составляет 6 - 7 км. Они включают бимодальные вулканиты с подчиненными обломочными прослоями в нижней части, железистые кварциты с пелитами, доломитами и кислыми вулканитами в средней части (кварциты имеют промышленное значение) и глинисто-обломочные образования с прослоями тиллоидов в верхней части. Метаморфизм их в целом не выходит за пределы зеленосланцевой фации, а возраст метаморфизма составляет 2,8 - 2,4 млрд. лет (поздний архей).

На северо-восточный край эократона Йилгарн наложена *протосинеклиза Набберу*. Она начала формироваться с раннего протерозоя и заполнена мелководно-морскими терригенно-карбонатными осадками; как и в синеклизе Хамерсли, железистые кварциты здесь разрабатываются. В протосинеклизе распространены покровы базальтов. Возраст метаморфизма этих образований 2,2 - 1,7 млрд. лет (ранний протерозой).

Среднепротерозойские образования чехла распространены на большей площади. Примером рифейских синеклиз является *Мак-Артур* на западном побережье зал. Карпентария. Здесь накоплению мелководных обломочных и глинистых осадков, а также строматолитов предшествовала эпоха бимодального вулканизма; среди вулканитов доминируют кислые разности. В породах осадочного чехла синеклизы Мак-Артур содержатся богатые залежи свинцовых, цинковых и серебряных руд. Рифейские отложения чехла развиты также на западе Австралии. Большинство докембрийских синеклиз продолжало формироваться до кайнозоя включительно, причем фанерозойский чехол распространен еще более широко, чем докембрийский, особенно в Тасманском поясе.

Авлакоген Фитцрой, заложившийся в позднем рифее и разделяющий блоки Пилбара и Кимберли, характеризовался почти непрерывным осадконакоплением в течение всего палеозоя даже в эпохи осушения большей части платформы. Во второй половине девона на рифт частично была наложена крупная синеклиза Каннинг, с перерывами развивавшаяся вплоть до палеогена. Продолжение этой синеклизы располагается на северо-западном шельфе Австралии.

В конце карбона - начале перми происходит поднятие платформы, которое сопровождалось покровным оледенением. Эти ледниковые отложения известны практически во всех впадинах платформы, но максимальным распространением они пользуются в Тасманском поясе.

В юре и мелу активно развивается *впадина Большого Артезианского бассейна*; ее прогибание продолжалось и в кайнозое, но морские осадки отлагались лишь в раннем мелу. Остальной разрез впадины континентальный. Другая крупная мезо-кайнозойская впадина приурочена к *зал. Карпентария* (преимущественно средняя юра-мел и более молодые отложения), а на юго-востоке развивался *бассейн Мэррей*, среди отложений которого преобладают палеогеновые. На территории Австралии имеется и другие более мелкие мезозойско-кайнозойские синеклизы.

VI.4. Основные этапы развития Австралии

Архейское развитие Австралии было очень схожим с таковым Южной Африки. Ее древнейший эократон Пилбара, по-видимому, составлял на ранних стадиях эволюции единое целое с южноафриканским Каапваальским кратоном. Большая часть архейских выступов в Австралии свидетельствует о кратонизации в конце архея. Поэтому позднеархейскую кратонизацию можно считать всеобщей для древней платформы, которая, по всей вероятности, входила в состав первой Пангеи.

Во второй половине раннего протерозоя эта Пангея испытывает распад, который на Австралийском континенте отразился в появлении сложных подвижных систем между стабильными блоками архейской коры. Мощные вулканоплутонические пояса, возникшие на заключительной стадии развития этих систем, позволяют предположить, что континентальный рифтинг в них достиг стадии формирования океанской коры. Масштаб магматизма возрастает в среднем протерозое, 1,7 - 1,5 млрд. лет назад, когда происходит формирование новой Пангеи. После такого объединения блоков на территории Австралии осталось лишь несколько подвижных систем, в частности, Маунт-Айза, окраины блоков Йилгарн, Гоулер и Вильяма и Центрально-Австралийский пояс. Подвижность в них сохранялась до конца среднего протерозоя (грэнвильской эпохи). Завершила становление фундамента Австралийской платформы предкембрийская стабилизация южного обрамления авлакогена Амадиес, который возник в начале позднего протерозоя, и позднекембрийско-раннеордовикская складчатость в системе Аделаида. Австралия к этому времени уже входила в состав Гондваны, а до этого, в позднем протерозое, она, кроме того, приключалась своим восточным краем к Лаврентии, составляющей часть суперконтинента Родинии.

Образование Прапацифика около 750 - 730 млн. лет назад отделило всю Восточную Гондвану от Лаврентии. Распаду Родинии предшествовал рифтинг на ее юго-восточной окраине. После образования Прапа-

цифика тихоокеанская окраина будущего континента приобрела активный режим развития. Возникает Тасманский подвижный пояс, в котором наблюдается широкий набор комплексов вулканических дуг, окраинных морей и т. д. Основные события тектонического сжатия в этом поясе, вызванные столкновениями вулканических дуг и микроконтинентов с материком, датируются поздним девоном - ранним карбоном (завершающий орогенез в Лахланской системе), поздним карбоном (в западной зоне Новоанглийской системы) и пермью - средним триасом (завершение развития Новоанглийской системы).

Северо-западная окраина Австралии еще в триасе была пассивной и принадлежала океану Тетис, но с начала юры здесь происходит активный рифтинг. К началу мела Австралия отделяется от основной части Индии, а в позднем мелу - от Антарктиды и становится самостоятельным континентом. В плиоцене, около 3 млн. лет назад, субдукция в Зондской дуге начинает сменяться столкновением дуга-континент в районе о-ва Тимор, и Австралия смыкается с Азией.

VII. АНТАРКТИДА

Продолжением Анд Южной Америки служит сложная островная дуга, которая обрамляет олигоцен-миоценовый бассейн моря Скотия (Скотша). Через о-в Южная Георгия, Южно-Сандвичевы о-ва, Южно-Оркнейский архипелаг и Южно-Шетландские о-ва структуры Анд продолжают на юг, на Антарктический п-ов. С образованием моря Скотия Антарктида отделилась от Южной Америки, и здесь началось становление ледового покрова, который сейчас занимает большую часть площади континента. Под ледовым покровом, сильно затрудняющим изучение поверхности континента, располагается группа островов. Кора рассматриваемого региона имеет типичный континентальный характер с мощностью около 40 км.

В целом Антарктический континент подразделяется на две главные области: Восточно-Антарктическая древняя платформа, имеющая гондванское происхождение, и Западная Антарктида, в свою очередь, состоящая в основном из Антарктического п-ова и Земли Мэри Бэрд (рис. 10).

VII.1. Восточно-Антарктическая платформа

Фундамент Восточно-Антарктической платформы обнажается на индоокеанской стороне материка, в частности, на Земле Эндерби. Здесь породы фундамента имеют раннеархейский возраст, большей частью 3,8 - 3,7 млрд. лет, хотя отдельные датировки дают цифры более 3,9 млрд. лет. В этом районе обнаружены и более молодые архейские породы. Все они интенсивно дислоцированы и метаморфизованы до высшей ступени амфиболитовой фации. Нижнепротерозойские образования ограничен-

но распространены в районе гор Принс-Чарльз в виде пояса субширотного простираения; местные метабазиты и зеленые сланцы первично осадочного происхождения вмещают мощные толщи джеспилитов.

В район Земли Королевы Мод со стороны Африки продолжается Мозамбикский пояс, который разорван раскрытием Атлантики. Возраст складчатости в этом секторе байкальский (панафриканский для мозамбикского отрезка). Аналогичным образом в Восточной Антарктиде имеет продолжение пояс Восточных Гат Индостана и Шри-Ланки.

По западной окраине Восточно-Антарктической платформы простирается цепочка выходов верхнепротерозойско-кембрийских пород,

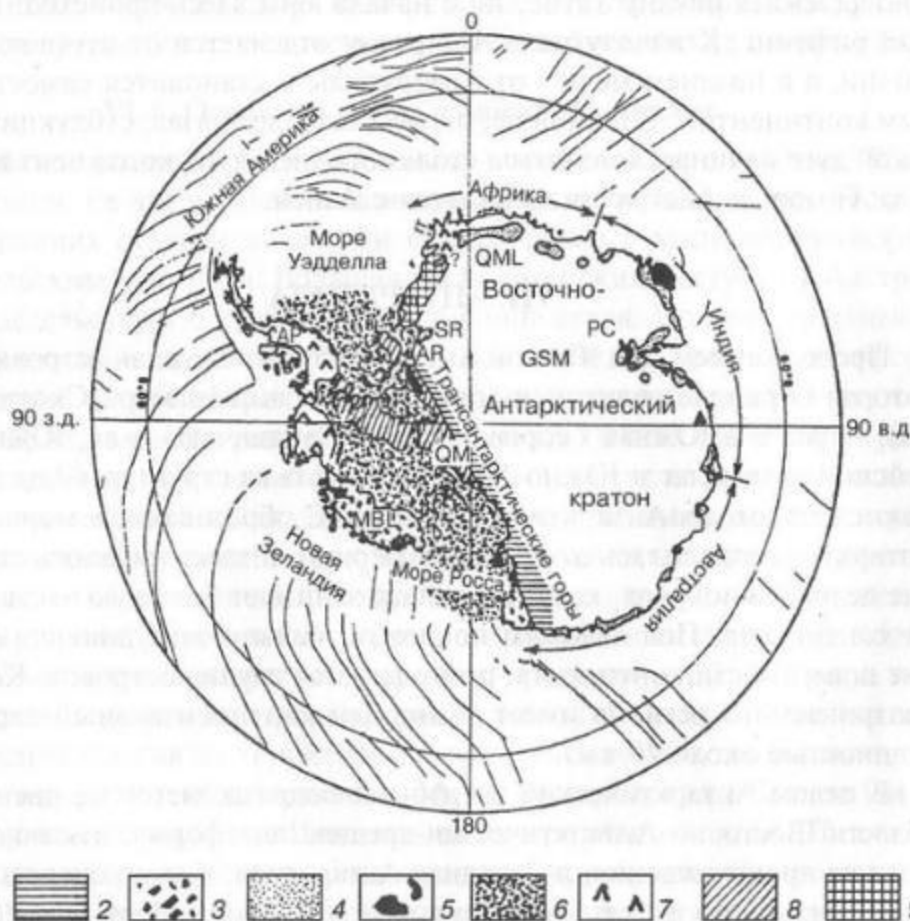


Рис. 10. Структурная схема Антарктического континента и окружающих регионов (по И. Диэлу, упрощено):

1 - плио-четвертичные вулканы, 2 - нижнекембрийские шельфовые карбонаты, 3 - докембрийско-нижнепалеозойские террейны, 4 - протерозойский ороген, 5 - архейские ядра, 6 - мезо-кайнозойская рифтовая система, 7 - фанерозойские преддуговые и дуговые террейны, 8 - средне-верхнедокембрийские шельфовые карбонаты, 9 - гренвилльский ороген. AP - Антарктический п-ов, AR - хр. Аржентайн, GSM - подледные горы Гамбурцева, MBL - Земля Мэри Берд, PC - горы Принс-Чарльз, QM - горы Королевы Мод, QML - Земля Королевы Мод, SR - хр. Шеклтон

слагающих прерывистый хребет, который носит название Трансантарктических гор, а соответствующий комплекс отложений именуется Россидами. Комплекс образован сланцево-граувакковым флишем, метаморфизованным до зеленосланцевой фации, и имеет мощность порядка 6 км. Среди этих образований выделяются верхнепротерозойские глубоководные отложения континентального склона и подножья и кембрийские мелководно-морские отложения. Разрез прорван гранитными интрузиями того же возраста. Россиды испытали две эпохи деформаций: внедрение плутонов перед кембрием и окончательную складчатость и метаморфизм в конце кембрия - начале ордовика (росский орогенез = деламерской фазе).

Чехол на древней платформе начал накапливаться в позднем протерозое. Однако он имеет очень ограниченное распространение в районе хр. Шеклтон, где его формирование продолжалось, предположительно, до ордовика. Общий чехол для системы Россид и Восточно-Антарктической платформы (*супергруппа Бикон*) включает силур-девон, причем девон имеет морской облик с характерной для южных материков фауной брахиопод. В вышележащих верхнепалеозойских породах присутствуют ледниковые и угленосные отложения, также типичные для Гондваны. Разрез завершается нижнеюрскими *траппами Феррар*, отражающими распад Гондваны. Аналоги этой трапповой ассоциации обнаружены на Тасмании, в Австралии, Южной Африке.

VII.2. Западная Антарктида

Главным элементом Западной Антарктиды являются структуры Антарктического п-ова (*Антарктианы*), которые служат продолжением сходных структур Андской системы Южной Америки. Основу строения Антарктиан составляют верхнепалеозойско-триасовые зеленосланцевые толщи (*серия Тринити*), деформированные перед средней юрой. Среди этих пород наблюдаются выступы более древних гнейсов, сопоставляемых с Россидами, а также цепь гранитных батолитов мел-палеоценового возраста, связанная с длительно действовавшей зоной субдукции к западу от полуострова.

На крайнем западе Антарктиды, на Земле Элсуэрта, на русском фундаменте залегают аналоги палеозойско-триасовой супергруппы Бикон, которые испытали складчатость в конце триаса-начале юры.

Западная и Восточная Антарктида разделены морями Уэдделла и Росса, а также системой соединяющих их проливов под ледяным покровом. Эта область представляет собой *Трансантарктическую рифтовую систему*, которая начала формироваться с началом распада Гондваны в начале юрского времени. В структурном отношении она выражена сложной комбинацией горстов и грабенов; последние заполнены мелкайнозойскими образованиями. В юре в Антарктиде возник ряд и других

рифтовых систем, в частности, в области гор Принс-Чарльз и на северо-западе континента. С рифтингом были связаны проявления вулканизма. Два вулкана - Террор и Эребус - действуют до сих пор.

В качестве отдельного материка Антарктида оформилась лишь в олигоцене, 35 - 30 млн. лет назад, когда она была отчленена спредингом от Южной Америки в области современного прол. Дрейка и моря Скотия.

VIII. ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЕВРОПА

С географической точки зрения Европа является не самостоятельным континентом, а северо-западным выступом Евразии. В то же время с тектонических позиций Европу можно рассматривать как отдельный континент или субконтинент, который состоит из древнего ядра, окруженного складчатыми поясами различного возраста. Эти пояса омолаживаются по мере отдаления от древнего ядра.

Основу районирования Европы создал Г. Штилле. Он выделил Пра-Европу - Восточно-Европейскую платформу (часто именуемую Балтикой в палеогеографических работах), Палео-Европу (области, стабилизировавшиеся после каледонского орогенеза - Британские, Скандинавские каледониды, Шпицберген и т. д.), Мезо-Европу, т. е. области герцинского орогенеза, и Нео-Европу - альпийский складчатый пояс. В подразделениях Штилле были пропущены регионы, прошедшие через байкальский орогенез (Тимано-Печорская область, Мизийская плита, массив Мидленд на юге Англии и др.). Французскими геологами в 50-х гг. XX века, на основе исследований, проведенных в Нормандии, был выделен кадомский комплекс, эквивалентный байкалидам (а также панафриканидам и бразилидам). Областям байкальского орогенеза В. Е. Хаин дал название Прото-Европа.

VIII.1. Восточно-Европейская платформа (Пра-Европа)

Становление фундамента Восточно-Европейской платформы закончилось в основном 1,7 млрд. лет назад после карельской эпохи складчатости. Исключением является юго-западная Скандинавия: это наиболее молодой участок платформы, который стабилизировался только на границе среднего и позднего протерозоя, около 1,0 млрд. лет назад, т. е. в гренильскую эпоху.

Граница платформы достаточно четко очерчивается на севере, где она проходит вдоль п-ова Канин Нос и Тиманского кряжа; затем она поворачивает к югу и следует по Предуральскому прогибу, далее - вдоль Южно-Эмбенской зоны дислокаций и к югу от Прикаспийской впадины. Далее граница платформы прослеживается в западном направлении вдоль южного края Ростовского выступа Украинского щита, по Перекопскому перешейку, а после этого поворачивает к северо-западу. На-

чина с этого участка граница совпадает с крупнейшим *линеamentом Тейсейра-Торнквиста*. Последний четко отражается в геофизических полях: по сейсмическим данным, линеament глубоко проникает ниже раздела Мохо - до 200 км ниже поверхности земли. При его пересечении мощность литосферы резко уменьшается от 150 - 200 км на востоке, на древней платформе, до приблизительно 100 км западнее его. Сильно меняется величина теплового потока. Вдоль этого линеamenta граница древней платформы трассируется до Балтийского моря, где она расщепляется: одна ветвь с прежним простиранием уходит на крайний юг Швеции и север Дании, а вторая - в центр Северного моря. Именно вторая ветвь должна рассматриваться как граница платформы, поскольку среднепротерозойский фундамент вскрыт скважинами в Дании юго-западнее первой ветви линеamenta. На северо-западе рассматриваемого региона граница древней платформы условно проводится вдоль надвигового фронта Скандинавских каледонид, но эти каледониды - чисто аллохтонные образования, и древний фундамент вновь обнаруживается в их тектонических окнах и к северо-западу от них, на прибрежных архипелагах.

Почти на всем своем протяжении границы Восточно-Европейской платформы являются надвиговыми; надвиги направлены в сторону ядра платформы. Отрезок границы, совпадающий с линеamentом Тейсейра-Торнквиста, выражен в виде правого сдвига. Вероятно, левосдвиговой компонентой обладает Южно-Эмбенский отрезок границы.

VIII.1.1. Фундамент древней платформы

Как и на большинстве древних платформ северного ряда, плиты по площади значительно преобладают над выходами фундамента. На Восточно-Европейской платформе докембрийский (архейско-среднепротерозойский) фундамент обнажен в пределах Балтийского и Украинского щитов, а также на очень ограниченной площади на своде Воронежской антеклизы (рис. 11). Многочисленными скважинами древний фундамент вскрывается под чехлом и в других районах платформы.

Наиболее крупным выступом фундамента является *Балтийский щит* на северо-западе платформы. Лишь в раннем палеозое этот выступ частично покрывался морем. Самый древний, архейский и в меньшей степени раннепротерозойский фундамент выявлен в восточной части щита, в *Кольско-Карельском мегаблоке*. Серией разломов он отделен от *Свекофеннского мегаблока*, занимающего центральное положение на Балтийском щите. В этом мегаблоке фундамент был консолидирован в конце раннего протерозоя. Юго-запад щита занимает *Свеконорвежский мегаблок* с фундаментом среднепротерозойского возраста.

Одним из древнейших элементов структуры Кольско-Карельского мегаблока служит *Карельская ГЗО*, располагающаяся в его юго-западной

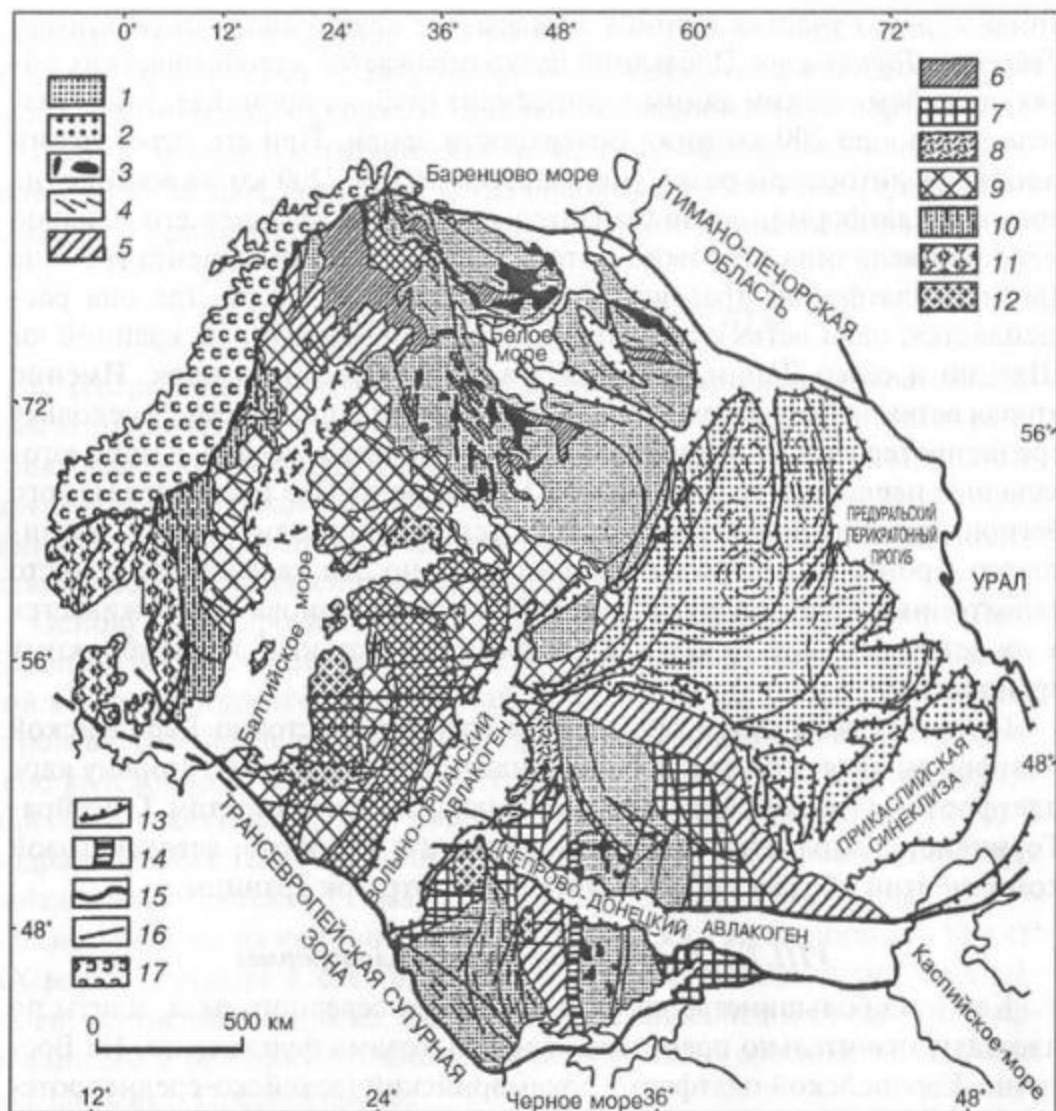


Рис. 11. Районирование фундамента Восточно-Европейской платформы (по С. В. Богдановой):

1 - 5 - архейская кора: 1 - 3,7 - 2,7 млрд. лет, 2 - 3,2 - 2,7 млрд. лет, 3 - зеленокаменные пояса, 4 - архейская кора, переработанная в начале протерозоя, 5 - архейская кора под раннепротерозойскими породами, 6 - 10 - раннепротерозойская кора (2,5 - 1,6 млрд. лет): 6 - вулканические пояса возрастом 2,5 - 2,0 млрд. лет, 7 - орогенные пояса возрастом 2,4 - 2,1 млрд. лет, 8 - то же, 2,0 - 1,8 млрд. лет, 9 - ранне - среднепротерозойская кора, переработанная свеконорвежским орогенезом 1,1 - 0,9 млрд. лет назад, 10 - Транскандинавский магматический пояс (1,85 - 1,65 млрд. лет), 11 - ропакиви, родственные породы и другие анорогенные гранитоиды (1,8 - 1,4 млрд. лет), 12 - палеопротерозойские граниты, 13 - границы палеозойских авлакогенов и впадин, 14 - границы средне- и позднепротерозойских (рифейских) авлакогенов и трогов, 15 - границы древней платформы, 16 - разломы, 17 - Скандинавские каледониды

части. Среди пород этой ГЗО выделяется комплекс гнейсов, гранитов и гранулитов-гнейсов возрастом до 3,5 млрд. лет (ранний архей). На этот комплекс налегает позднеархейский комплекс ЗКП (3,0 - 2,7 млрд. лет). Самым молодым в разрезе является комплекс протоплатформенного чехла, представленного осадочно-вулканогенными образованиями, которые датированы средним и отчасти поздним протерозоем.

Карельские ЗКП обладают классическим 3х-членным строением, а уровень метаморфизма пород не выходит за амфиболитовую фацию. Нижнепротерозойские породы, выполняющие грабены архейского фундамента, метаморфизованы еще слабее. Их разрез начинается основными вулканитами, которые сменяются обломочными, иногда красноватыми отложениями также с основными вулканитами. В Кольском блоке также развиты позднеархейские ЗКП; в них преобладают гранулиты и гнейсы. Этот блок отделен от Карельского очень сложно построенным *Лапландско-Беломорским гранулитово-гнейсовым поясом*, в строении которого также принимают участие породы архея, но его основная структура сложилась в конце раннего протерозоя. Образования пояса надвинуты на два смежных архейских блока. В южной части Кольского блока примерно параллельно этому поясу протягивается раннепротерозойский *Печенга-Имандра-Варзугский рифтогенный прогиб*, выполненный мощными основными и ультраосновными магматитами, несущими богатое медно-никелевое оруденение. В основную часть Кольского блока внедрены среднепалеозойские кольцевые плутоны щелочно-ультраосновного состава с апатит-нифелиновыми рудами.

В Свекофенском мегаблоке присутствуют глубокоководные образования (флиш) верхов нижнего протерозоя. Они сочетаются с реликтами офиолитовой и островодужной ассоциаций, свидетельствующих о заложении этой мегазоны на коре океанского типа около 1,9 млрд. лет назад. Свекофенниды на юго-западе отделены от Свеконоргид субмеридиональной сутурой. Вдоль нее на окраину Свеконорвежского мегаблока наложен *Транскандиавский вулканоплутонический пояс*, в котором мантийные магматиты имеют возраст 1,75 - 1,65 млрд. лет.

Свеконорвежский мегаблок (территории Норвегии, Швеции и Дании) по своей структуре и истории формирования резко отличается от двух вышеописанных и напоминает Гренвильский пояс Северной Америки, восточным продолжением которого и является. Самые древние породы мегаблока датированы 1,9 млрд. лет, но они впоследствии дважды подверглись переработке в готскую и дальсландскую эпохи (1,6 и ~1,0 млрд. лет назад, соответственно). С точки зрения внутреннего строения, Свеконорвежский мегаблок представляет собой мозаику террейнов, в составе которой присутствуют фрагменты как континентального, так и океанского происхождения. Заключительное внедрение гранитных плутонов здесь имело место ~ 0,9 млрд. лет назад.

Тектонические элементы Балтийского щита продолжают к югу и юго-востоку под чехлом Восточно-Европейской платформы, где они фиксируются геофизическими методами и бурением. Свеконоргии находят продолжение в Северном море, Трансскандинавский пояс - в северо-восточной Польше, а Свекофенниды - в прибалтийских странах и отчасти в Белоруссии.

Украинский и Воронежский кристаллические массивы, которые в девоне были разделены Днепровско-Донецким рифтом, очень схожи по раннедокембрийской истории и соответствующей структуре. Существовавший на их месте до девона единый массив был назван Н. С. Шатским Сарматским щитом.

В составе Украинского щита, по мнению разных авторов, насчитывается от 5 до 12 и даже более блоков, разделенных разломами. Главную роль в его строении играет *Среднеприднепровский блок*, в котором выявлены гнейсы и кристаллические сланцы, метаморфизованные до гранулитовой и амфиболитовой фаций, с телами мафитов и ультрамафитов. Максимальные датировки дают раннеархейский возраст. Обнаружены также среднеархейские образования (3,3 - 3,2 млрд. лет), слагающие зеленокаменные пояса. Последние заполняют пространство между гранито-гнейсовыми куполами и поэтому имеют сложную плановую форму. Эти пояса к тому же характеризуются нетипичным разрезом. В низах выполняющего их комплекса наряду с основными породами наблюдаются андезиты; в средней части преобладают обломочные образования (в том числе железистые кварциты), лежащие несогласно на нижнем комплексе; в верхнем комплексе среди обломочных пород присутствуют прослои андезито-базальтов.

Края соседних блоков надвинуты на Среднеприднепровский блок. Нижнепротерозойские образования представлены в *Криворожском синклинии* по западному ограничению этого блока. Здесь они трансгрессивно либо по плоскостям надвигов залегают на архее. Криворожская серия содержит богатые залежи железистых кварцитов (Криворожский железорудный бассейн). Общая мощность серии достигает 8 км. Метаморфизм пород не выходит за пределы низких ступеней амфиболитовой фации. Граниты, прорывающие криворожскую серию, имеют возраст от 2,2 до 1,8 млрд. лет.

В самом западном *Воыно-Подольском блоке* Украинского щита нижняя часть разреза обнаруживает фрагменты гранулитогнейсового пояса, по-видимому, раннеархейского возраста. В этом блоке развиты также раннепротерозойские образования, аналогичные криворожским. На северную часть блока наложен *Овручский авлакоген* среднего рифея (1,3 - 1,0 млрд. лет) с бимодальными вулканитами и кластитами в зеленосланцевой фации.

Воронежский массив состоит из трех блоков, проявляющих близкое сходство с блоками Украинского щита. Предельно древний воз-

раст местных гнейсов определен в 3,2 млрд. лет. Аналогом криворожской железорудной серии здесь является курская (Курская магнитная аномалия - КМА).

В восточной, Волго-Уральской части платформы, фундамент, по данным бурения, сложен в основном глубоко метаморфизованными породами архея, являясь вероятным продолжением Кольско-Карельского мегаблока. Их общим западным ограничением служит сдвигово-надвиговая зона, на севере - Ботническо-Ладожская, а на юге - зона дислокаций, проходящая на крайнем востоке Воронежского массива.

VIII.1.2. Проточехол и чехол Восточно-Европейской платформы

Почти вся территория Восточно-Европейской платформы была консолидирована в начале среднего протерозоя. Последним испытал кратонизацию Свеконорвежский блок. В течение среднего-позднего протерозоя (вплоть до раннего венда) платформа прошла через авлакогенную стадию эволюции. Первые рифтовые структуры возникли уже в раннем рифее. Они распространены в Швеции, на юге Карелии и в других районах. Их осадочное выполнение в основном обломочно-континентальное при второстепенной роли вулканитов. Лишь на западном склоне Урала, представлявшем собой тогда восточную пассивную окраину Балтики, накапливались карбонаты мощностью в несколько километров. С позднего венда начинается плитная стадия развития Восточно-Европейской платформы. В центре Русской плиты формируется крупная впадина, объединяющая будущие *Московскую, Балтийскую и Мезенскую синеклизы*, которая постепенно мелеет в течение кембрия.

Новый импульс опусканий происходит в начале ордовика. Он затрагивает главным образом северо-западную и западную пассивные окраины платформы, а также окраину "моря Торнквиста" на юго-западе. Этот этап характеризовался преимущественно песчано-глинистой седиментацией.

Регрессия, начавшаяся с позднего силура, привела к почти полному осушению территории Восточно-Европейской платформы к концу раннего девона. Регрессия была связана с каледонским орогенезом по юго-западному и северо-западному краям платформы.

Со среднего девона Восточно-Европейская платформа вступает в герцинский этап развития, который начался с трансгрессии. Возникают новые синеклизы на западе рассматриваемого региона. Западную часть Балтийской синеклизы наследует *Польско-Литовская впадина*, начинается формироваться *Львовская впадина*. Московская синеклиза продолжает свое прогибание. Одновременно возобновляются процессы рифтинга в южной половине платформы, и образуется *Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая система*; активно прогибается *Прикаспийская впа-*

дина с образованием относительно глубоководного бассейна. В рифтах и отдельных впадинах в позднем девоне аккумулируется мощная соленосная формация, переходящая вверх по разрезу в карбонатную. Местами изливаются щелочные базальты; на севере внедряются плутоны нефелиновых сиенитов (Кольский п-ов), а также трубки алмазоносных кимберлитов (Архангельская область).

В карбоне и начале перми на платформе доминировало мелководное карбонатное осадконакопление, периодически прерываемое паралическим угленакоплением. Особо мощные толщи углей сформировались в Донецком бассейне. В целом же область седиментации смещается в Волго-Уральский регион.

В связи с началом орогенеза на Урале и в Донецко-Каспийской зоне Прикаспийская впадина частично изолируется, и в ней образуется мощная (свыше 4 км) кунгурская соляная формация, распространившаяся в Предуральский прогиб. Последний в поздней перми-раннем триасе трансформируется в крупное внутриконтинентальное озеро. Такие же озера покрывают Днепровско-Донецкую и Польско-Литовскую впадины. В середине поздней перми в результате инверсии восточное окончание Днепровско-Донецкого рифта преобразуется в *Донецкую складчатую систему* (Донецкий кряж) с восточным продолжением в кряже Карпинского.

Как следствие герцинского орогенеза, со среднего триаса и вплоть до ранней юры почти вся территория платформы являлась сушей. В конце ранней юры следует трансгрессия с юга, со стороны океана Тетис; она достигает максимума в поздней юре, частично соединив Тетис с борельной областью на севере. Трансгрессия оставила после себя терригенно-карбонатные осадки. С началом этой трансгрессии Восточно-Европейская платформа вступает в киммерийско-альпийский этап развития.

Еще более масштабная трансгрессия, сопровождавшаяся карбонатонакоплением, происходит в позднем мелу, после раннемеловой регрессии. В течение палеоцена-эоцена площадь морских бассейнов последовательно сокращалась, возрастала роль терригенного материала, а с олигоцена на платформе начали преобладать общие воздымания. Области прогибания сохраняются в основном на юге - в Днепровско-Донецкой впадине, Причерноморье, Прикаспии и Среднем Поволжье.

В целом мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы не велики и редко превышают первые километры в синеклизах. Однако на их фоне резко выделяются отдельные глубокие прогибы. Так, на восточном замыкании Днепровско-Донецкого рифта мощность девонско-нижнепермских пород доходит до 20 км; таких же и даже больших величин достигает мощность девонско-неогенового чехла Прикаспийской впадины. Предполагается, что Прикаспийская впадина подстилается корой переходного или даже океанского типа. Она является класси-

ческим примером области солянокупольной тектоники, продуцированной кургурскими эвапоритами. Многочисленные соляные купола, сложенные среднедевонской солью, известны также в Днепровско-Донецком авлакогене.

VIII.1.3. Основные этапы развития Восточно-Европейской платформы

Как и на других древних континентах становление протоконтинентальной коры в пределах Восточно-Европейской платформы началось в раннем архее. Однако свидетельств присутствия нижнеархейской коры сохранилось очень мало - лишь на востоке Украинского щита (Новопавловский комплекс) и на востоке Карелии (Вудлозерский блок). Здесь ультрамафиты и породы ТТГ-ассоциации датированы 3,6 - 3,5 млрд. лет. Уже в среднем архее начинается развитие зеленокаменных поясов (например, Среднеприднепровский и Воронежский массивы). Наибольшее развитие ЗКП получили в позднем архее, в основном в пределах Балтийского щита. Средне- и позднеархейские ЗКП, вероятно, в основном формировались на сиалической коре путем ее рифтинга. При этом не исключено, что самая ранняя генерация среднеархейских ЗКП имела энсиматическое происхождение. Все эти мегаблоки в конце архея, по-видимому, объединились в единый протоконтинент, вошедший в состав первой Пангеи. Сутуры, образовавшиеся при столкновении мегаблоков, впоследствии были использованы при заложении раннепротерозойских подвижных поясов.

В начале протерозоя происходит деструкция протоконтинента, которая наиболее ярко проявилась в пределах Сарматского щита. Здесь в образовавшихся трогах накопилась железорудно-терригенная формация курско-криворожского типа. Такого же рода процессы имели место на севере, на Балтийском щите. При этом вдоль южной границы Кольского мегаблока мог возникнуть сложный бассейн красноморского типа, который разделил Кольский и Карельский мегаблоки. От этого бассейна ответвлялись рифты север-северо-западного простирания. Заложение этой системы рифтов сопровождал основной и ультраосновной эффузивно-интрузивный магматизм. Отдельные рифты характеризуются богатой сульфидной рудоносностью.

Важные события произошли во второй половине раннего протерозоя. Русско-Украинский континент в это время с двух сторон был окружен океанскими пространствами. К западу от Русско-Украинского ядра раскрылся крупный океан, который в ходе своей эволюции в конце протерозоя породил свекофенниды Балтийского щита и их продолжение в балтийских странах и Белоруси. Океан имел сходство с современным Западным Пацификом. К востоку от Сарматского кратона в интервале 2,1 - 2,0 млрд. лет назад возник меньшего размера океанский или

субокеанский, но явно глубоководный бассейн, кора которого, вероятно, субдуцировала к западу под смежный эократон. Следы этого бассейна доказываются наличием турбидитов (восточная часть Воронежского массива и северо-восток Украинского щита) и сопутствующих мафитов - ультрамафитов, также сопровождающихся медно-никелевым оруденением.

Свекофеннский океан замкнулся в конце раннего протерозоя, и создание нового орогена сопровождалось сложными деформациями, внедрением гранитных плутонов и амфиболитовым метаморфизмом. На востоке и северо-востоке свекофеннский комплекс, включая офиолиты, был обдуцирован на окраину Карельского эократона. На западе Свекофеннской складчатой области около 1,8 млрд. лет назад возник крупный Транскандинавский вулcano-плутонический пояс андского типа.

Основная часть Восточно-Европейской платформы была кратонизирована к началу рифея, 1,7 - 1,65 млрд. лет назад. Активность сохранялась лишь в Свеконорвежской провинции, где до рубежа 1,0 млрд. лет назад продолжалась эволюция зрелого океанского бассейна. После полного его закрытия Свеконорвежская провинция составила часть обширного Гренвильского пояса, объединившего Лаврентию и Балтику, которые вошли в состав Родинии.

Эпикарельская Восточно-Европейская платформа в рифее подверглась внутриконтинентальному рифтингу, который продолжался около миллиарда лет, завершившись 0,6 млрд. лет назад. С юго-запада на северо-восток платформа была рассечена Среднерусской рифтовой системой, от которой отходили побочные рифтовые ветви. Частью ее является известный Пачелмский авлакоген. Эта система разделила Сарматскую, Волго-Уральскую и Балтийскую провинции. Второй сложной и крупной рифтовой системой была Восточно-Русская с меридиональным простиранием. В позднем рифее, с раскрытием Палеоазиатского океана, эту внутриконтинентальную рифтовую систему унаследовала окраинно-континентальная.

В неопротерозое эпикарельская северная часть Восточно-Европейской платформы была отчленена от эпигренвильской Свальбардской плиты в области современного Баренцево-Карского региона подвижным поясом Тиманид (см. раздел XIII.2.1), сливавшимся с Палеоазиатским океаном. Эта область закончила свое развитие в венде - раннем кембрии, в байкальскую эпоху складчатости.

В позднем венде наступает новый, плитный, этап развития Восточно-Европейской платформы. В венде - силуре поверх Среднерусского авлакогена формируется крупная Балтийско-Московская синеклиза. Одно из основных событий в истории Восточно-Европейской платформы произошло на границе венда - кембрия. В это время Европа отделяется от Лаврентии новообразованным океаном Япетус, в дальнейшем породив-

шим каледониды Британии, Скандинавии, Шпицбергена и Гренландии. Океан завершил свое развитие в начале девона коллизией Лаврентии, Балтики и микроконтинента Восточной Авалонии с образованием единого материка Лавруссии. Это событие сопровождалось почти всеобщим воздыманием платформы, которое не затронуло лишь район Прикаспийской впадины. По поводу природы данной впадины высказываются противоречивые мнения: возможно, в неопротерозое она представляла собой окраинное море Палеоазиатского океана; с другой точки зрения, океанская или субокеанская кора здесь сформировалась только в середине девона в результате континентального рифтинга, переросшего в спрединг.

Со второй половины девона Восточно-Европейская платформа подверглась региональному рифтингу. Параллельно Уралу закладывается Баренцевско-Каспийская рифтовая система, апофизы которой частично наследуют рифейские рифты, а на юге платформы возникает Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая система, на востоке выходящая в Палеоазиатский океан. С образованием этой рифтовой системы Сарматский щит распался на Украинский щит и Воронежскую (Белорусско-Воронежскую) антеклизу.

Следующий этап развития платформы связан с герцинской эпохой орогенеза. Орогенез охватил западную, восточную и южную периферии Восточно-Европейской платформы. К востоку от нее основные события диктовались причленением *Казахстано-Киргизского континента (Казахстании)*. Первые признаки коллизии в регионе Южного Урала датируются серединой позднего девона, а пик коллизии пришелся на средний - поздний карбон, хотя на крайнем северо-востоке (Пай-Хой и Новая Земля) "сквозное" коллизионное развитие продолжалось до начала юры. Одновременно Казахстан сталкивается на востоке с Сибирью, и через Западную Сибирь Лавруссия объединяется с Сибирским кратоном, сформировав Лавразию (часть вегенеровской Пангеи). Вследствие коллизии на востоке Восточно-Европейской платформы области максимального осадконакопления в ее пределах смещаются из центральных в восточные районы. Возникает Восточно-Русская впадина, прогибавшаяся с конца карбона по пермь.

Поверх Днепровско-Донецкого авлакогена с середины визе образуется пологая Украинская синеклиза, которая погружалась по ранний неоген. На восточном замыкании авлакогена с начала карбона развивается область опусканий (современный Донецкий бассейн). В ранней перми эта область испытала инверсию, вследствие чего возник Донецкий кряж. Последний продолжался к востоку в виде складчатой Днепровско-Каспийской системы, более известной под названием *погребенного кряжа Карпинского*, маркирующего восточный сегмент южной границы Восточно-Европейской платформы, на которую он надвинут.

Герцинский цикл накопления чехла древней платформы в триасе завершился практически полным ее осушением. Ее приподнятое положение сохранялось вплоть до начала юры. Локальная континентальная седиментация происходила в Днепровско-Донецкой, Прикаспийской и Предуральской впадинах. Трансгрессия конца средней - начала поздней юры со стороны океана Тетис распространилась вплоть до центральных областей платформы, связав южные океанские пространства с Борелальным океаном на севере (Баренцево-Печорский регион). В этом регионе в раннем мелу имела место вспышка базальтового вулканизма.

В позднем мелу в условиях теплого и относительно мелкого моря почти вся южная часть Восточно-Европейской платформы служила областью накопления карбонатов (писчего мела) средней мощностью в несколько сотен метров.

С начала последнего, неотектонического этапа, с олигоценового времени, Восточно-Европейская платформа в целом испытывает восходящие движения. Лишь ее южная часть, включающая Причерноморье и Предкавказье, активно прогибается. В образовавшихся прогибах, передовых по отношению к Кавказу и Восточному Крыму, в олигоцене - раннем миоцене накопилась мощная толща темных глин майкопской серии - до 5-6 км. Эта толща содержит сингенетические скопления нефти и газа.

Общая регрессивная тенденция развития Восточно-Европейской платформы была прервана локальной южной трансгрессией в акчагыльское время (поздний плиоцен).

VIII.2. Европейские байкалиды (Прото-Европа)

VIII.2.1. Баренцево-Печорская платформа

С севера и северо-востока древняя Восточно-Европейская платформа обрамляется областями более молодой, байкальской, консолидации. В их состав входят главным образом южная часть Баренцева моря и обширная Тимано-Печорская область (рис. 12). По системе широтных разломов, проходящих через центральную часть Баренцева моря, байкалиды контактируют со *Свальбардской плитой*, которая была кратонизирована в гренвилевскую эпоху. Фундамент этой плиты обнажен на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и на севере Новой Земли, а бурением вскрыт на Земле Франца-Иосифа.

Свальбардская плита также рассматривается в составе Баренцево-Печорской платформы. На западе эта платформа обрамляется каледонидами Западного Шпицбергена, а на востоке - герцинидами и киммеридами Урало-Новоземельской покровно-складчатой системы.

Фундамент платформы. В состав фундамента описываемой платформы входят как гренвилевские, так и байкальские комплексы. Гренвиллиды Свальбардской плиты на Новой Земле представлены мраморами,

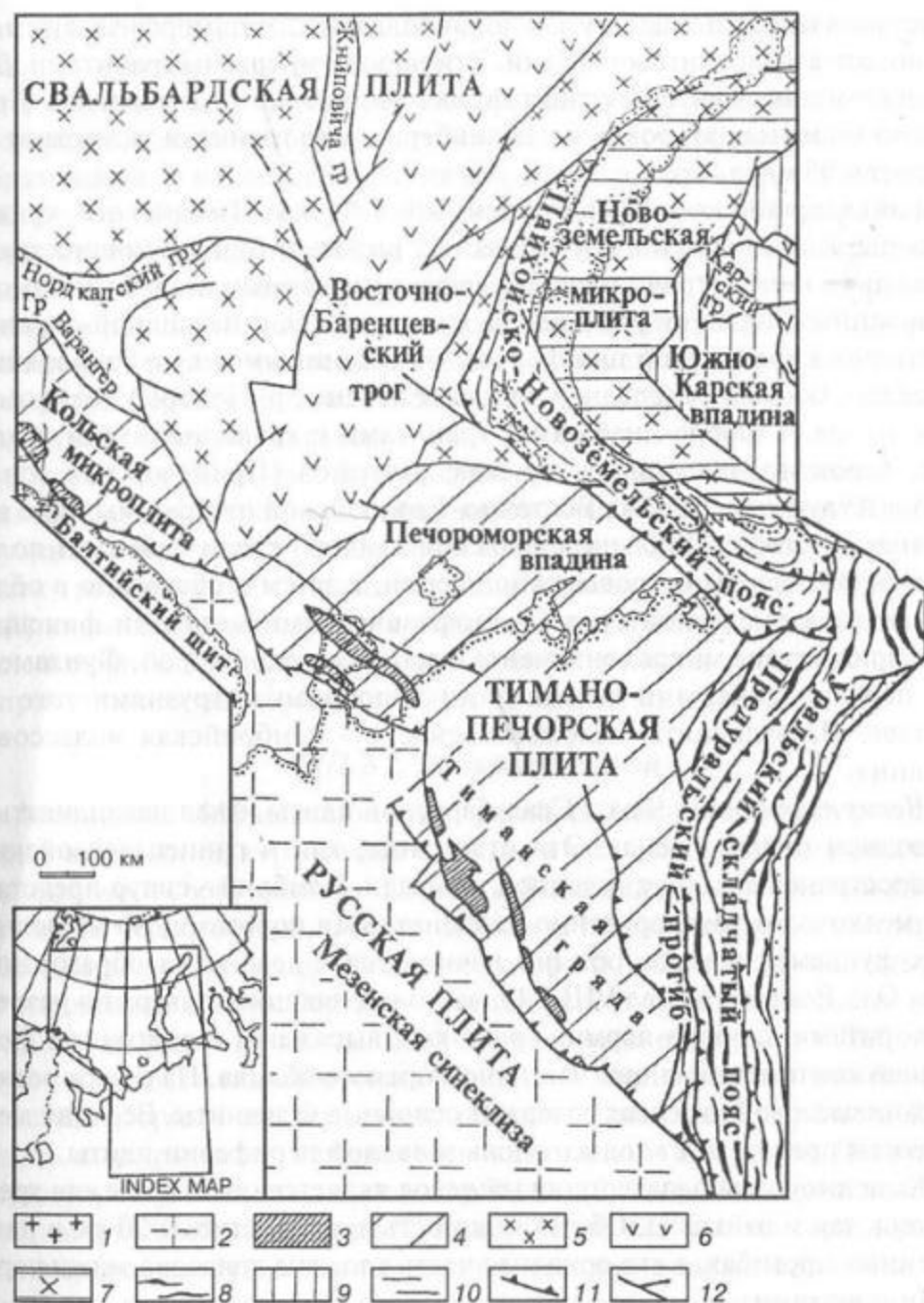


Рис. 12. Тектоническая схема севера Европейской части России и прилегающих акваторий (по Н. А. Богданову и др.):

1 - фундамент Балтийского щита, 2 - протерозойский фундамент, перекрытый чехлом Русской плиты, 3 - складчатые рифейско - вендские отложения, 4 - эпибайкальские плиты, 5 - эпигренвильская плита, 6 - трог с субокеанской корой, 7 - эпигренвильская плита с элементами киммерийской складчатости, 8 - герцинские складчатые структуры, 9 - эпицерцинская плита, 10 - раннекиммерийские складчатые структуры, 11 - надвиги, 12 - сбросы и сдвиги

кристаллическими сланцами и амфиболитами, метаморфизованными до эпидот-амфиболитовой фации. Эти породы прорваны гранитами. Датировки метаморфитов и гранитов дают возраст 1,5 - 1,3 млрд. лет. Предельно молодые датировки на Шпицбергене по гранитам указывают на возраст 0,95 млрд. лет.

Байкальский комплекс, изученный в блоках Тиманского кряжа, на п-ове Канин Нос и в других местах, выражен толщей мощностью в несколько километров умеренно деформированных и слабо метаморфизованных пород рифея - венда, относящихся к пассивной окраине Восточно-Европейской платформы. Отложения имеют глубоководный характер. Восточнее (среднее и нижнее течение р. Печоры) этот комплекс прорван габбро-диабазами, гранитами и гранодиоритами, которые, вероятно, внедрились по зоне разломов (Припечорская зона), соответствующей границе Восточно-Европейской платформы. Еще восточнее, в сторону Большеземельской тундры, среди байкалитид появляются фрагменты островодужной серии, а затем (собственно в области Большеземельской тундры) геофизическими методами фиксируется присутствие микроконтинента с добайкальской корой. Фундамент его перекрыт кислыми вулканитами и прорван интрузиями того же состава. На вулканиты наложена вендско - кембрийская молассовая впадина.

Чехол платформы. Чехол Свальбардской плиты начал накапливаться в позднем рифее - венде. Эти отложения, как и раннепалеозойские, распространены на ограниченной площади. Кембрий - силур представлен мелководными терригенно-карбонатными породами, но на поднятиях фундамента чехол обычно начинается с девонских образований типа Олд Ред (см. раздел VIII.3.1), часто сменяющихся вверх по разрезу эвапоритами карбона-перми. Триас-юра выражены терригенной формацией континентального, частично морского облика. На севере региона раннемеловой интервал содержит основные вулканиты. Верхний мел-палеоген присутствует только вдоль западной периферии плиты.

Каменноугольно-палеогеновый чехол является общим как для гренвиллид, так и байкалитид. Общая мощность чехла достигает 20 км в рифтогенных прогибах, а его основная часть сложена триасово-нижнеюрскими породами.

В континентальной байкальской (Тимано-Печорской) части плиты разрез начинается с нижнего-среднего ордовика и продолжается до нижнего девона. Это отложения каледонского цикла. Герцинский этап, начавшийся в среднем девоне, характеризовался накоплением литологически разнообразных пород, включая угленосные в визе и ангидриты и красноцветы в перми, которые венчают этот разрез. После завершения герцинского орогенеза, в триасе, платформа осушается. В следующем (киммерийско-альпийском) цикле маломощные морские форма-

ции аккумуляровались в течение средней юры-мела, а континентальные - в неогене-квартере.

В морской части Баренцево-Печорской платформы мощность чехла возрастает, главным образом за счет девонских, пермских и триасовых образований. В наиболее глубоких впадинах этой акватории (например, в *Восточно-Баренцевоморском трого*) мощность консолидированной коры местами сокращается до 20 - 25 км, а по сейсмическим характеристикам она выглядит как кора переходного типа. Трог, по-видимому, возник в результате девонского и/или даже раннепротерозойского рифтогенеза, а в перми-триасе могла иметь место новая фаза рифтинга. Здесь весь разрез, до нижнего мела включительно, содержит многочисленные силлы основных магматитов.

Второй глубокий трог Баренцева моря - *Южно-Баренцевский* - протягивается вдоль границы байкалид со Свальбардской плитой, и его глубина до поверхности фундамента составляет 23 км. В северо-западной части трого также предполагается присутствие переходной (субокеанской) коры. Трог выполнен отложениями возрастом от палеозойских до палеогеновых. Наблюдаемая в нем солянокупольная тектоника связана с присутствием эвапоритов девонско(?) - пермского возраста.

VIII.2.2. Мизийская плита

Мизийская (Мёзийская) плита, расположенная на территории Болгарии и Румынии, ограничена с запада и юга альпийскими складчато-надвиговыми сооружениями Карпат и Балканид. На востоке она уходит под воды Черного моря, и ее продолжение здесь совпадает с континентальным подножьем, еще восточнее которого простирается область развития океанской коры Западно-Черноморской впадины. На северо-востоке плита отделена от палеозойско-мезозойского орогена Добруджи глубинным разломом Печеняга-Камена - продолжением линеамента Тейсейра-Торнквиста. Фундамент плиты выступает в Центральной Добрудже и вскрывается единичными скважинами в Южной Добрудже. Верхнепротерозойско-нижнекембрийские(?) амфиболиты и зеленые сланцы фундамента перекрыты практически полным по стратиграфическому диапазону чехлом палеозоя и мезозоя, а также кайнозоем, начиная с верхнего эоцена. Отложения чехла в основном мелководноморские с паралически-угленосным средним карбоном и германотипным триасом. В перми и триасе присутствуют вулканиты.

VIII.3. Европейские каледониды (Палео-Европа)

VIII.3.1. Британские каледониды

Название "каледониды" происходит от Каледонии - древнеримского имени Шотландии. В этом регионе каледониды, кроме Шотландии,

распространены в северной Англии, Ирландии и Уэльсе (рис. 13). Все они являются порождением древнего океана Япетус.

На северо-западе Шотландии и в области Гебридских о-вов располагается *Гебридский массив*. Массив - отторженец Лаврентии, также как и плато Роколл северо-западнее его, в Атлантике. Этот массив служит северным форландом каледонид, на который они надвинуты с большой горизонтальной амплитудой по *Мойнскому надвигу*. В основании форланда лежит глубокометаморфизованный комплекс архейско-раннепротерозойского возраста. На нем покоятся обломочные породы континентального облика - группа Торридон возрастом от 1,2 до ~ 1,0 млрд. лет. Группа Торридон, по-видимому, является продуктом континентального рифтинга, предшествовавшего раскрытию Япетуса. На группе Торридон несогласно залегают маломощные кембрийско-ордовикские шельфовые отложения, содержащие фауну северо-американского облика.

Южный форланд каледонид образован *массивом Мидленд* с кадомским основанием. Массив является обломком микроконтинента Авалония, часть которого вошла в состав Северо-Американского континента. Фаунистические остатки в породах массива Мидленд говорят о его европейской принадлежности. Нижний палеозой здесь почти не деформирован.

В составе британских каледонид различают две мегазоны. На северо-западе располагаются *Метаморфические каледониды*, слагающие Северные нагорья Шотландии. Здесь по Мойнскому надвигу они надвинуты на Гебридский массив. Складчатость и метаморфизм датируются ранним ордовиком (грампианская фаза). Метаморфические каледониды продолжаются на запад, в Северную Ирландию, а также на северо-восток, на Оркнейские и Шетландские о-ва.

В Метаморфических каледонидах выделяют два комплекса: *Мойнский* (верхний рифей) и *Делредский* (вендско-тремадокский). В составе Мойнского комплекса широко развиты кварцевые псаммиты, метаморфизованные до амфиболитов и гранулитов, присутствуют основные вулканиды. Делредский комплекс слагает юго-восточную зону Северных нагорий. Комплекс сложен мелководно-морскими карбонатно-терригенными породами с прослоями пиллоу-базальтов в низах разреза и турбидитами в верхах. Общая мощность превышает 10 км. В венде присутствует горизонт тиллитов.

По южному разломному ограничению Северных нагорий выступают офиолиты - реликты Япетуса. В структурном плане Северные нагорья представляют собой классические покровы с северной и северо-западной вергентностью. Фронтальные края покровов сильно завернуты. После грампианской фазы складчатости Метаморфические каледониды испытали сдвигообразование в раннем девоне (бретонская фаза). В частности, в это время возник известный крупный сдвиг Грейт-Глен. Одновременно формировались большие кольцевые массивы щелочных гранитов.

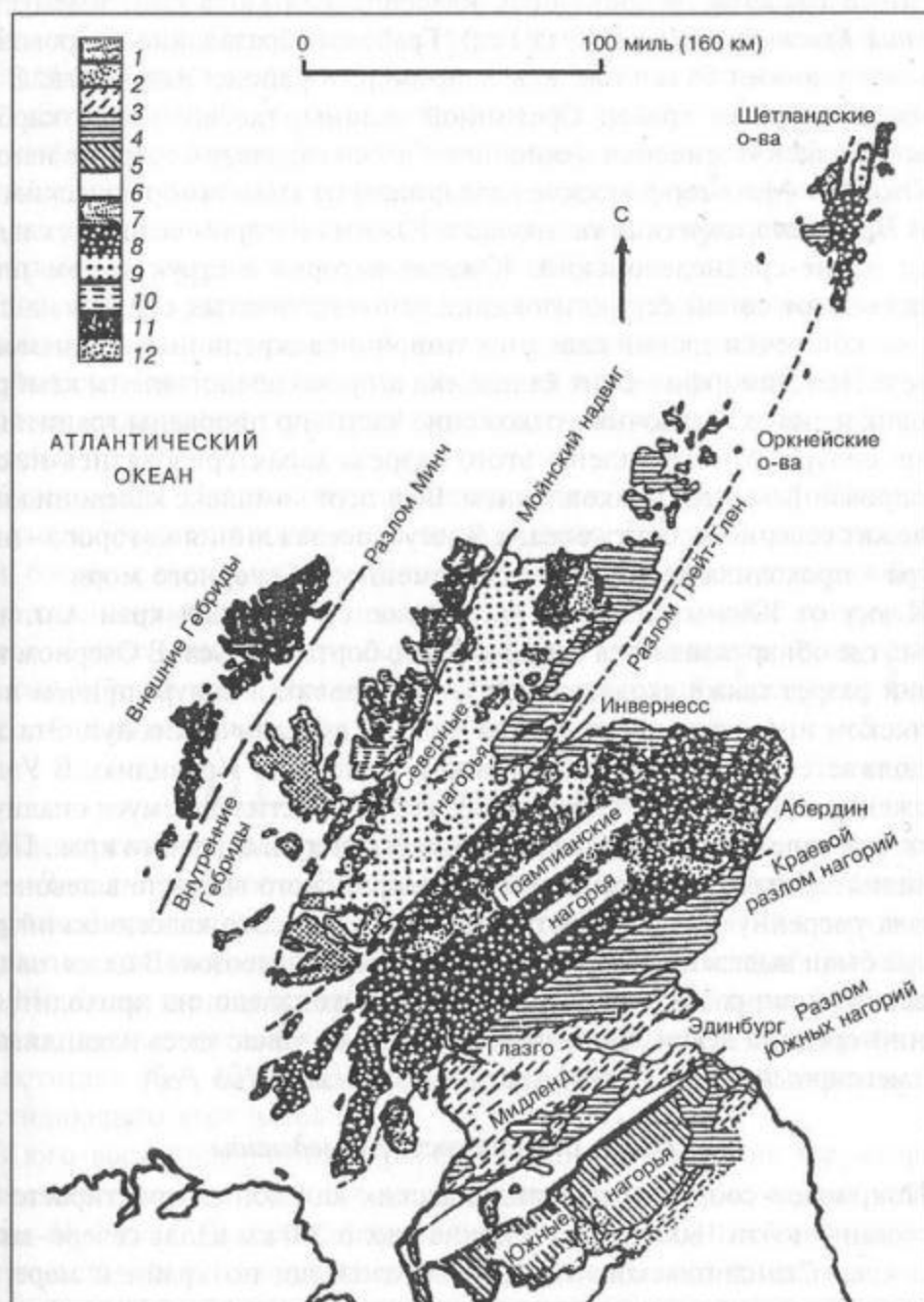


Рис. 12. Геологическая карта каледонид Шотландии (по А. Е. Райту):

1 - третичные вулканиты; 2 - мезозой; 3 - карбон; 4 - древний красный песчаник (Олд Ред); 5 - силур; 6 - ордовик; 7 - кембрий и кембро-ордовик; 8 - верхний протерозой-кембрий; 9 - гренвилиты; 10 - верхний протерозой (Торридон и Стёр); 11 - нижний протерозой и архей; 12 - граниты и сиениты

В раннем-среднем девоне в описываемой области образовались рифтогенные грабены, заполненные классической молассой, именуемой *Древний Красный песчаник* (Олд Ред). Грабенообразование сопровождалось излияниями базальтов, как например, в районе Эдинбурга. В это время зарождается грабен Срединной долины, где вплоть до карбона накапливались угленосные формации. Грабен отделяет Северные нагорья от Южных - Метаморфические каледониды от Неметаморфических.

В *Неметаморфических каледонидах* Южных нагорий возраст складчатости ранне-среднедевонский. Южные нагорья в структурном плане представляют собой серию изоклинально-чешуйчатых складок, а с генетической точки зрения являются типичной аккреционной призмой. В разрезе Неметаморфических каледонид широко представлены кембрий, ордовик и силур. Осадочные отложения частично прорваны гранитами в конце силура. Многие члены этого разреза характеризовались некомпенсированным осадконакоплением. Весь этот комплекс каледонид принадлежит северному борту океана Япетус, осевая линия которого - ныне сутура - проходила через район современного Северного моря.

К югу от Южных нагорий располагаются Озерный край Англии и Уэльс, где обнаруживаются следы южного борта Япетуса. В Озерном крае общий разрез также включает кембрий, ордовик и силур, причем в ордовикском интервале наблюдаются остатки вулканических дуг. Эта зона продолжается на запад через о-в Мэн в восточную Ирландию. В Уэльсе отложения принадлежат окраинному морю, подстилавшемуся сиалической корой и лежавшему в тылу вулканической дуги Озерного края. Почти 10-километровая толща кембрийско-силурийского возраста в девоне испытала умеренную складчатость и метаморфизм. Это классический район, где были выделены все три нижние системы палеозоя. В целом заключительный этап развития Неметаморфических каледонид приходится на ранний-средний девон. С позднего девона и по триас здесь накапливался фрагментарный чехол (*Новый красный песчаник* - *Нью Ред*).

VIII.3.2. Скандинавские каледониды

Покровное сооружение скандинавских каледонид простирается на расстояние почти 1800 км при ширине около 300 км вдоль северо-западного края Скандинавского п-ова. Оно сложено, по крайней мере, четырьмя пакетами покровов, включающих не менее 15 - 20 пластин. Все сооружение полностью аллохтонно, причем горизонтальная амплитуда надвигания (в восточном направлении) достигает 500 км. В отдельных тектонических окнах покровов выступают породы докембрийского фундамента. Метаморфизм в покровах возрастает от нижних их членов к верхним, от зеленосланцевой фации до гранулитовой и даже эклогитовой. Одновременно снизу вверх растет глубокowodность отложений и их первичная удаленность от континента Балтики. Покровы деформированы в

анти- и синформы. Основная фаза деформаций приходится на поздний силур-ранний девон и именуется скандской; она отвечает коллизии Лаврентии и Балтики. Перед этим на севере Норвегии проявились грампианские деформации конца кембрия-начала ордовика, вероятно, отражающие столкновение Балтики с вулканической дугой. Заключительная же фаза деформаций произошла в конце среднего-начале позднего девона (свальбардская фаза). В это время фронт покровов продвинулся к востоку, а их центральная часть испытала растяжение, приведшее к образованию грабенов, заполненных молассой Олд Ред.

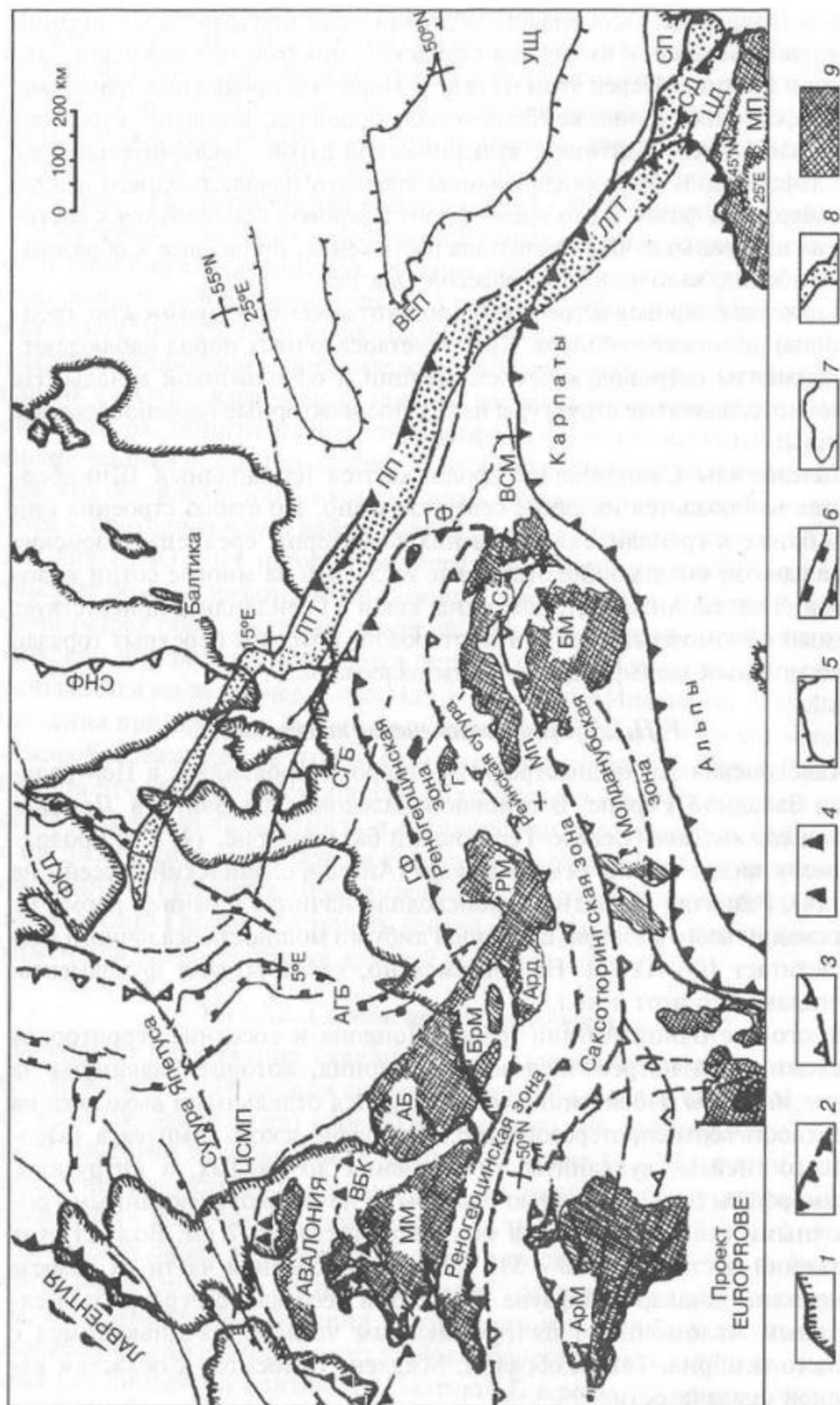
В пакетах покровов встречены породы от докембрия (возможно, гренвиллиды) до нижнего силура. Кроме метаосадочных пород наблюдаются фрагменты островодужных ассоциаций и офиолитовой триады. На покровно-складчатые структуры наложены межгорные грабенообразные прогибы.

Каледониды Скандинавии продолжаются на западный Шпицберген, где наблюдается их самое северное звено. По стилю строения они здесь ближе к гренландским. Для них характерны среднепалеозойские левые сдвиги, смещающие отдельные их звенья на многие сотни километров. В каледонидах Шпицбергена, как и в Гренландии, присутствует мощный обломочный верхний протерозой, который перекрыт гораздо менее мощным шельфовым нижним палеозоем.

VIII.3.3. Среднеевропейские каледониды

Каледонская эпоха диастрофизма широко проявилась в Центральной и Западной Европе. В основном каледониды развиты в *Польско-Германской впадине* (Северо-Германский бассейн; рис. 14) с ее продолжением в виде *впадины Северного моря* (Англо-Голландский бассейн на рис. 14). Развитие последней происходило начиная с ранней перми на протяжении всего мезозоя. В районе Гамбурга мощность осадочного чехла достигает 10 - 12 км. Не совсем ясно, каков возраст фундамента, подстилающего этот чехол.

В юго-восточной Англии (район Лондона и соседние территории) прослеживается погребенная зона каледонид, которые надвинуты на *массив Мидленда*. Последний характеризуется отдельными выходами на поверхность верхнепротерозойского метаморфического комплекса, включающего гнейсы, вулканы, от основных до кислых, и интрузивы. Метаморфиты большей частью перекрыты неметаморфизованными обломочными отложениями, чья мощность достигает 7 км. Возраст этих отложений составляет 700 - 540 млн. лет, в средней части их разреза обнаружена эдиакарская фауна. Выше они несогласно перекрыты мелководным маломощным платформенным чехлом, начинающимся с нижнего кембрия. Таким образом, Мидленд относится к областям каледонской складчатости.



Надвинутые на кадомское основание каледониды юго-восточной Англии продолжают в Северное море, далее в район Брабанта в Бельгии, а затем уходят под надвиговый фронт герцинид, появляясь вновь в эрозионных окнах в Арденнских горах. Другая, более северо-восточная, ветвь каледонид следуют вдоль линии Тейсейра-Торнквиста. Эти польско-северогерманские каледониды произошли в результате замыкания "моря Торнквиста", которое сочленилось с океаном Япетус в центральной части современного Северного моря. На юго-востоке эти каледониды погружаются под надвиги Карпат, но они, вероятно, продолжают и далее, в частности, в район о-ва Змеиного в северо-западной части Черного моря. Однако не исключено, что блок о-ва Змеиного подстилается байкальским фундаментом, аналогичным фундаменту Мизийской плиты, поскольку силур и девон здесь практически не метаморфизованы. Вся эта система каледонид возникла в итоге коллизии микроконтинента Авалонии с Балтикой.

VIII.4. Европейские герциниды (Мезо-Европа)

Значительная часть Европы испытала заключительные деформации в герцинскую (по французской терминологии), или варисскую (по англо-немецкой терминологии) эпоху. Полоса герцинид пересекает Европу от южной Англии и Иберийского п-ова до р. Одер, погружаясь на востоке под Карпаты.

Северный фронт герцинид прослеживается от плато Поркьюпайн в северо-восточной Атлантике, через юго-западную Ирландию, самый юг Уэльса, южную Англию, южную Бельгию, район Берлина в Германии, Польшу, достигая Верхней Силезии и Карпат. На юге герциниды

◀ Рис. 14. Тектоническая схема фундамента Западной Европы (по Т. К. Фарао, упрощено):

1 - береговая линия, 2 - фронтальные зоны орогенов, 3 - океанские сутуры, 4 - ордовикские островодужные вулканиты Авалонии, 5 - поднятия фундамента Восточно-Европейской платформы, 6 - главные сбросы, 7 - границы основных структурных единиц (террейнов и субтеррейнов), 8 - зона разломов Терсейра-Торнквиста, 9 - главные террейны, массивы и тектонические блоки. Буквенные обозначения: АБ - Английский бассейн, АГБ - Англо-Голландский бассейн, Ард - Арденны, АрМ - Армориканский массив, БМ - Богемский (Чешский) массив, БрМ - Брабантский массив, ВБК - восточно-британские каледониды, ВЕП - Восточно-Европейская платформа, ВСМ - Верхне-Силезский массив, Г - горы Гарц, ГФ - герцинский фронт, ЛТТ - линеймент Тейсейра-Торнквиста, ММ - микроконтинент Мидленда, МП - Мизийская плита, Мп - Мюнсбергский покров, ПП - Польский прогиб, РМ - Рейнский массив, РПК - разлом Печеняга-Камена, С - Судеты, СГБ - Северо-Германский бассейн, СД - Северная Добруджа, СНФ - Свеконоввежский фронт, УЩ - Украинский щит, ФКд - фронт каледонских деформаций, ЦД - Центральная Добруджа, ЦСМП - Центрально-Североморское поднятие

в значительной мере были переработаны в альпийскую эпоху, поэтому их южная граница намечается лишь приблизительно.

VIII.4.1. Зональность средне- и западно-европейских герцинид и их фундамент

Герцинский пояс Европы заложен в ордовике в результате деструкции кадомского континентального основания. В отдельных местах этот кадомский фундамент выступает на поверхности, образуя массивы в пределах герцинид. Наиболее крупными выходами кадомского фундамента в поле развития герцинид являются северные части Армориканского и Богемского (Чешского) массивов. Кроме того, его выходы установлены в Среднегерманском поднятии, на берегу Средиземного моря - в массиве Мор-Эстерель, в осевой зоне Пиренеев, Каталонских цепях востока Испании, в Иберийской Месете (Испания и Португалия), на Корсике и Сардинии, в Вогезах, Шварцвальде, разделенных Верхнерейнским грабеном, и в Судетах. Северная часть Армориканского массива на северо-западе Франции (Бретань и Нормандия) является тектонотипом кадомской складчатости. Верхнерифейско-вендский комплекс здесь выделен под названием *Бриовер*. Комплекс включает в низах бимодальные вулканиты островодужного типа, а в верхней части - флишоидные (иногда граувакковые) отложения с подчиненными слоями доломитов. Вендская часть разреза в своих низах содержит тиллиты. Основные деформации и внедрения гранитов произошли 600 - 540 млн. лет назад, тогда же породы были метаморфизованы до зеленосланцевой фации, однако в отдельных ядрах метаморфизм может достигать гранулитовой фации. Кембрий на этих породах залегает резко несогласно. Бриовер является характерным комплексом для кадомид Европы. Аналоги кадомид встречены и в альпийском поясе.

Большая часть герцинского комплекса Европы скрыта под мезо-кайнозойским чехлом и лишь в отдельных блоках он выступает на поверхность. Обычно для восстановления первичных структурных соотношений в этом комплексе используют данные геофизики и бурения.

Структурная зональность Среднеевропейских герцинид была намечена немецким геологом Ф. Коссматом еще в 1927 г. Он выделил три зоны, границы которых впоследствии были значительно расширены на запад и восток. С юга на север Ф. Коссматом были определены следующие зоны: Молданубская (от немецких разваний рек Эльба и Дунай), Саксотюрингская и Реногерцинская (р. Рейн и массив Гарц) (см. рис. 14).

Молданубская зона включает южные части *Армориканского* и *Центрально-Французского массивов*, часть *Вогез* и *Шварцвальда* и *Богемский массив*. Последний является основным элементом в составе этой зоны. Ядро массива сложено глубоко метаморфизованными (до гранулитов) породами верхнего протерозоя, для которых, исходя из наблюдаемой степени ме-

таморфизма, первоначально предполагался архейский возраст. В большом количестве присутствуют интрузии герцинских гранитов. Собственно этот комплекс и получил название "Молданубикум". Дальнейшие радиометрические исследования показали, что этот изначально кадомский комплекс испытал столь сильный метаморфизм в позднем палеозое. На центральную часть массива наложен *Пражский (Баррандов) синклинорий*, заполненный неметаморфизованными и относительно слабо дислоцированными мелководно-морскими отложениями кембрия-среднего девона. Эти породы богаты фауной и служат эталоном границы силура/девона и нижних ярусов девона. Завершающая складчатость в них произошла на границе девона и карбона (бретонская фаза).

На запад Молданубскую зону продолжают массивы Шварцвальд и Вогезы, разделенные молодым *Верхнерейнским грабеном*. Самые северные части массивов относятся уже к смежной Саксотюрингской зоне. Оба массива в основном сложены гнейсами метаосадочного происхождения позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста и герцинскими гранитами. К югу появляются слабометаморфизованные сланцы верхнего девона и граувакки нижнего карбона, которые выше по разрезу сменяются вулканогенной молассой визейского возраста. Структуры имеют преимущественную южную vergentность.

Саксотюрингская зона. Эта самая короткая зона частично подстилается кадомским комплексом. Она расположена севернее Молданубской, и край Богемского массива местами надвинут на нее. Кое-где надвиг переходит в покров, сложенный гнейсами и офиолитами (*Мюнхбергский покров*). Таким образом, первичный бассейн имел в основании кору океанского типа. Лучшие разрезы герцинид наблюдаются в Рудных горах Чехии и непосредственно севернее Богемского массива. Разрез герцинид Саксотюрингской зоны начинается с песчано-глинистого ордовика - *армориканского песчаника* - и продолжается глубоководным черносланцевым силуром и девоном с бимодальными вулканитами в верхнем девоне. Первая фаза деформаций имела место на границе девона и карбона (бретонская фаза). С раннего карбона начал накапливаться *кульм* - флишеподобные отложения с олистостромами. Следующая, заключительная фаза деформаций произошла в конце раннего карбона (судетская фаза).

На севере Саксотюрингская зона ограничена узким и протяженным *Среднегерманским поднятием*, которое было выделено Р. Бринкманном в дополнение схемы Ф. Коссмата. Это кристаллическое поднятие, сложенное метаморфическим комплексом верхнего протерозоя-девона, на севере надвинуто на следующую к северу Реногерцинскую зону.

Реногерцинская зона - самая протяженная, прослеживающаяся от юго-западной Ирландии, через южную Англию, Нидерланды и Бельгию, Германию, Польшу и Чехию, завершаясь на востоке Мораво-Силезской зоной восточнее Богемского массива. Реногерцинская зона развивалась из

бассейна типа окраинного моря начиная с девонского времени. Девон несогласно лежит на каледонском комплексе. Рифтинг в первичном бассейне достиг стадии формирования океанской коры. Офиолиты соответствующего возраста известны на м. Лизард на крайнем юге Англии. В течение девона накапливались черные сланцы, мощность которых в долине Рейна превышает 10 км. Сланцы сильно осложнены изоклинальными складками и надвигами. Имеются вулканиты, с которыми связаны железные руды. В раннем карбоне преобладало глубоководное флишенакпление (кульм). Первой фазой складчатости в рамках герцинской эпохи в этой зоне была судетская в конце раннего карбона. В дальнейшем складчатость мигрировала к северу и к началу среднего карбона достигла передового прогиба герцинид (*Субварисского передового прогиба*), где начали аккумулироваться вестфальские угленосные отложения. В позднем карбоне имела место промежуточная (астурийская) фаза деформаций, а заключительная фаза (заальская) приходится на середину ранней перми. Внедрения гранитных плутонов следовали за складчатостью с юга на север, но в целом они довольно редки в описываемой зоне.

Таким образом, с юга на север в европейских герцинидах в геоисторическом плане мы наблюдаем открытый морской бассейн, углубляющийся от Молданубской к Саксотюрингской зоне. В последней имелась система островных дуг. Реногерцинская зона демонстрирует переход к окраинному морю. Из-за субдукции в северном направлении сначала закрылось основное океанское пространство за счет столкновения материка с островной дугой, а затем - и окраинное море.

Иберийская Месета. Герцинский комплекс широко обнажен на западе Иберийского (Пиренейского) п-ова - на плоскогорье Иберийской Месеты, частично в осевой зоне Пиренеев, в Центральной Кордильере и в Каталонских горных цепях по восточному берегу полуострова.

Еще в 1920-х гг. была высказана идея о существовании т. н. "*Иберо-Армориканской дуги*". Идея заключалась в том, что некогда эта область представляла собой единый массив, который был разорван раскрытием Бискайского залива. Впоследствии в этом заливе действительно была обнаружена ось спрединга, датированная второй половиной раннего мела. Структурные зоны в пределах Иберийской Месеты в целом повторяют таковые остальной Западной Европы. Южное крыло герцинского орогена на Иберийском п-ове перекрыто альпидами. В герцинидах Иберии присутствует несколько офиолитовых сутур, по которым зоны испытали значительные перемещения относительно друг друга, фактически образовав самостоятельные террейны. В пределах Иберийской Месеты развит маломощный неопротерозойско-раннекаменноугольный чехол мелководно-морских осадков и мощные, до 6 км, намюрско-вестфальские толщи турбидитов и угленосных паралических формаций (Астурийский каменноугольный бассейн). Заключительная фаза

складчатости почти во всех зонах была астурийской, в конце средне-го-начале позднего карбона.

VIII.4.2. Чехол Западно-Европейской платформы

За исключением отдельных раннедокембрийских фрагментов кора Западно-Европейской платформы сформировалась в неопротерозое-палеозое в результате кадомского, каледонского и герцинского орогенезов. Наиболее древний чехол, датированный началом палеозоя, распространен в пределах английского Мидленда, на севере Армориканского массива и в некоторых других местах. Эпикаледонский чехол развит на Британских о-вах севернее фронта герцинид, а также на Шпицбергене. В основании чехла залегают континентальные песчаники Олд Ред верхнего девона. Ограниченно распространен морской турне, а визе широко представлен т. н. "каменноугольным известняком". В течение вестфала (средний карбон) накапливалась главная лимническая угленосная формация, заполняющая отдельные впадины.

Пермско-мезозойский и кайнозойский чехол является общим для всей внеальпийской Западной Европы. В области герцинской складчатости его образование началось в середине ранней перми, после заключительной заальской фазы диастрофизма. Наиболее крупной структурой, выполненной отложениями этого возраста, служит *Североморско-Среднеевропейская мегасинеклиза*. Ее формирование началось в ранней перми с появления двух впадин с субширотным простиранием - Польско-Северогерманской на юге и Северо-Североморской на севере, которые были разделены Центрально-Североморским поднятием. Погружения в Польско-Северогерманской впадине сопровождались мощным бимодальным вулканизмом. В поздней перми обе впадины соединяются в единую, образовав огромный *Цехштейновый бассейн*, соли которого в дальнейшем послужили источником многочисленных диапировых структур. На рубеже перми и триаса в этом бассейне образовалась система осевых рифтов, которые продолжали развитие вплоть до раннего мела. После этого в течение кайнозоя вновь происходили общие опускания. На рубеже мела и палеогена польская часть впадины претерпела частичную инверсию и возникла Куяво-Поморская зона дислокаций, протягивающаяся вдоль линии Тейсейра-Торнквиста.

В самом конце эоцена закладывается *Западно-Европейская рифтовая система*. Она как бы наращивала к югу систему грабенов Северного моря и Дании-Норвегии. В олигоцене образуется Рейнский грабен; его ответвления прослеживаются в Провансе (Франция), Лионском и Валенсийском заливах, Лигурийском море и Алжиро-Прованском бассейне Западного Средиземноморья.

Между Армориканским и Центрально-Французским массивами и Арденнами расположен плоский *Англо-Парижский бассейн* глубиной не-

многим более 3 км. В основании его лежат два рифта с пермской континентальной молассой, а собственно бассейн развивался с раннего триаса. Бассейн выполнен полной серией мезозойско-палеогеновых пород и включает классические разрезы нижней юры, верхнего мела и палеогена.

Следующий довольно крупный бассейн - *Аквитанский* на юго-западе Франции, который раскрывается в Бискайский залив. На него частично наложен Предпиренейский прогиб. Суммарная мощность мезокайнозойских отложений в Аквитанском бассейне достигает 10 км. В бассейне проявлена соляная тектоника.

VIII.4.3. Основные этапы тектонического развития Западной и Центральной Европы

Ранний архей ознаменовался началом становлением континентальной коры Европы. Однако для Центральной и Западной Европы история развития реконструируется только с неопротерозоя. Раннедокембрийская кора здесь обнаружена лишь на очень ограниченных участках (Бретань, острова в прол. Ла-Манш), что отрицает возможность каких-либо достоверных построений.

В неопротерозое основная часть будущей Западно-Европейской платформы, а также Мизийская плита (территории Болгарии и Румынии) составляли обширную активную окраину Западной Гондваны типа современной западно-тихоокеанской. Субдукция происходила с юга, со стороны Прототетиса, который на западе переходил в прото-Япетус, разделявший Лаврентию и Амазонию. Эта активная окраина завершила свое развитие в течение двух фаз кадомского орогенеза (около 600 и 550 млн. лет назад), и в начале кембрия на ее месте возникла перигондванская эпикадомская платформа. На востоке она примыкала к Восточно-Европейской по линии Тейсейра-Торнквиста, а на западе - к Лаврентии.

На рубеже венда и кембрия Европа отделяется от Лаврентии океаном Япетус, чему предшествовало внедрение роев даек в Скандинавии, на Лабрадоре и Ньюфаундленде. Южная пассивная окраина Япетуса занимала территории современных Ирландии, Уэльса и Северной Англии, где в основании каледонид развит кадомский комплекс. Северная окраина океана была приурочена к окраине Лаврентии. Ее деформированные фрагменты позже породили Гебридский массив, каледониды Шотландии и часть покровных комплексов каледонид Скандинавии. Океан Япетус в течение большей части кембрия характеризовался пассивными окраинами и имел значительную ширину - несколько тысяч километров. Активные окраины с энсиматическими вулканическими дугами и краевыми морями появляются в его пределах в конце кембрия-ордовике. Первая фаза столкновения вулканических дуг с окраинами Лаврентии и Балтики в ордовике отразилось в грампианском орогенезе, приведшем к появлению

нию сложно построенных Метаморфических каледонид Шотландии и севера Ирландии, а также части аллохтонов Скандинавии.

Отчленение эпикадомской платформы Западной и Центральной Европы от Гондваны и Балтики произошло на рубеже кембрия и ордовика. В пределах Япетуса за счет эпикадомской платформы возник микроконтинент Авалония. От Балтики Авалонию отделяло море Торнквиста, которое уже к концу ордовика демонстрировало тенденцию к замыканию. Кора этого моря испытывала субдукцию, по-видимому, к юго-западу, под Авалонию и была полностью поглощена в раннем девоне.

В целом палеогеодинамическая ситуация ордовикского времени для рассматриваемого региона была очень сложной. Кроме указанных главных морских пространств и микроконтинента Авалонии существовали еще, как минимум, два самостоятельных микроконтинента и два “малых” океана. Кроме того, к югу от этого региона в ордовике отчетливо ощущается влияние Палеотетиса. В позднем ордовике столкновение Лаврентии с вулканической дугой вызвало таконские деформации в Аппалачах, на Шпицбергене, в Ирландии и Шотландии. В области Срединной долины и Южных нагорий Шотландии оформляется активная окраина с глубоководным желобом и преддуговым бассейном. В этой зоне субдукции, направленной к северу, в позднем ордовике и силуре поглощалась остаточная кора Япетуса с одновременным формированием мощной аккреционной призмы. В области Британских о-вов коллизия Лаврентии и Авалонии завершилась в среднем силуре-раннем девоне. В Северных нагорьях Шотландии коллизия, имевшая косую направленность, вызвала серию сдвигов (в частности, Грейт-Глен) и внедрение гранитоидных плутонов.

В Скандинавских каледонидах основная эпоха орогенеза, создавшая главные пакеты покровов, началась в силуре и продолжалась по ранний девон (скандская эпоха). Диастрофические события были связаны с коллизией Лаврентии и Балтики.

На Шпицбергене каледонские деформации затянулись по времени. Начавшись еще в конце ордовика, они завершились только в начале среднего девона. Деформации закончились образованием серии огромных левых сдвигов.

После пароксизма сжатия, вызванного континентальными коллизиями, в рассматриваемом регионе начались постколлизийные растяжения и формирование наложенных впадин, заполненных красноцветной молассой Олд Ред. Последняя фаза проявления каледонского орогенеза датируется концом среднего-началом позднего девона (свальбардская фаза), которая наиболее четко проявилась на Шпицбергене (в Свальбарде). После этого каледонская Западная Европа (Палео-Европа, по Г. Штилле) вступает в платформенную стадию развития.

В целом объединение Лаврентии и Балтики в единый континент (Евроамерику, или Лавруссию) вследствие замыкания древних океанских

пространств произошло уже в начале девона, хотя отголоски этого события ощущались еще спустя почти 30 млн. лет. На востоке этот континент обрамлялся Уральским палеоокеаном.

Более южные области Центральной и Западной Европы в течение девона-раннего карбона продолжали свое активное развитие. Глубоководные бассейны существовали в пределах Саксотюрингской и Реногерцинской зон, которые разделялись Северо-Армориканским и Среднегерманским поднятиями. В Молданубской зоне (на Центрально-Французском массиве, в Вогезах и Шварцвальде) проявилась лигерийская (= акадской в Северной Америке) фаза деформаций. Складчато-надвиговые деформации в начале карбона испытывает Саксотюрингская зона, и отложения этого возраста (кульм) обладают переходным характером от флиша к молассе. В Реногерцинской зоне деформации начались в конце раннего карбона и распространялись к северу в течение намюра (судетская фаза). К намюру же относится формирование передового прогиба герцинид, характеризующегося богатой угленосностью (Рурский бассейн и др.). В конце карбона северное крыло герцинского орогена было надвинуто к северу на передовой прогиб.

Южное крыло орогена, охватывающее часть Пиренеев, массив Монтань-Нуар на юге Франции, юг Богемского массива и часть Карпатской области, включая район Паннонского массива, а также сопряженные области, испытало первые герцинские деформации в середине визейского века. Деформации были вызваны субдукцией коры Палеотетиса.

Герцинский орогенез кроме Западной и Центральной Европы охватил и огромные пространства к востоку от нее, вплоть до Кавказа, Предкавказья и Закаспия. Эта протяженная полоса, постилаемая изначально кадомским фундаментом, во многом аналогична Реногерцинской зоне и считается ее восточным продолжением (рениды, по Г. Штилле).

В позднем палеозое возникает единая Лавразия, объединенная герцинским орогенезом; вместе с мегаконтинентом Гондваны она составляет вегенеровскую Пангею.

Эпигерцинское развитие Центральной и Западной Европы началось в середине ранней перми после возникновения передовых и межгорных прогибов. В пределах Западно-Европейской платформы во второй половине ранней перми закладывается Североморско-Среднеевропейская мегасинеклиза, состоящая из двух синеклиз - Северо-Североморской и Польско-Северогерманской. В начале поздней перми обе синеклизы объединились в единый солеродный Цехштейновый бассейн. В раннем триасе североморская часть бассейна подверглась рифтогенезу, который продолжался по ранний мел. Режим эвапоритообразования сменился здесь на нормально-морской в лейасе.

Прочие крупные впадины Западно-Европейской платформы - Англо-Парижский и Аквитанский бассейны, Южно-Германская и Цент-

рально-Иберийская впадины - также закладываются на границе ранней и поздней перми. В это же время вдоль линии Тейсейра-Торнквиста обособляется Датско-Польский прогиб. Для всех этих впадин характерно "германотипное" строение триасовых разрезов: песчаный континентальный нижний триас, континентально-морской, с прослоями карбонатов средний триас и континентально-морской пестроцветный верхний триас. Во всех трех отделах, особенно в верхнем, присутствуют эвапориты.

В юре почти вся область Западно-Европейской платформы являлась ареной накопления терригенно-карбонатных осадков открытого моря.

В раннем мелу на большей части платформы господствовал режим континентального осадконакопления, но с приближением к Тетической области континентальные осадки сменялись преимущественно известняками. В позднем мелу в результате трансгрессии широко развилась формация писчего мела и мергелей.

Большинство современных поднятий в описываемом регионе начало свое формирование практически одновременно с впадинами, а темпы их воздымания усилились на неотектоническом этапе. Часть поднятий развилась в конце мела на месте бывших областей прогибания в результате давления со стороны альпийского пояса (например, Куяво-Поморская зона на месте Датско-Польского прогиба).

Почти на границе эоцена и олигоцена в Западной Европе формируется новая рифтовая система, в некоторой степени унаследовавшая триасово-раннемеловую. Рифты развивались с севера на юг (от Верхнерейнского грабена до области современного Западного Средиземноморья и даже Северной Африки). Развитие этой системы сопровождалось мощным щелочно-базальтовым вулканизмом. Эта рифтовая система в ходе дальнейшего развития положило начало молодой океанской коре Алжиро-Прованского бассейна и смежных районов. Современная структура Западной внеальпийской Европы окончательно сложилась к концу олигоцена.

VIII.5. Герциниды Магриба, юго-восточной Европы и Закаспия

VIII.5.1. Герциниды Магриба

Под понятием Магриба исторически и географически объединяют территории северо-западной Африки (Туниса, Алжира и Марокко). Однако с геологической точки зрения, герциниды этой области представляют собой единую цепь с Иберийской Месетой Испании и Португалии. Между ними вклиниваются альпийские структуры Телль-Атласа, Эр-Рифа, Бетской Кордильеры (также прошедшие через герцинский этап развития) и молодой впадины моря Альборан. На северо-восток от Туниса герциниды Северной Африки через Тунисский

пролив достигают южной Сицилии. Территориально область развития герцинид северо-западной Африки включает *Марокканскую Месету, Высокий Атлас, Средний Атлас, Высокие плато, Сахарский Атлас и Тунисский Атлас*. Таким образом, практически все Атласиды относятся к герцинским образованиям.

Основные обнажения герцинид Магриба наблюдаются в Марокканской Месете и Высоком Атласе, восточнее они выходят в ядрах антиклиналей в Среднем Атласе и области Высоких плато. В их основании залегает панафриканский комплекс. Карбонаты нижнего кембрия надстраиваются большей частью глинистыми либо флишевыми отложениями возрастом вплоть до визе. При этом в прибрежной части Марокканской Месеты в раннем-среднем палеозое возникла область контрастной седиментации, связанная с переходом от мелководной карбонатной платформы к глубоководным осадкам. Первая фаза палеозойских деформаций произошла в раннем девоне. С позднего девона деформации усиливаются, достигая максимума в позднем визе. В это время формируются тектонические покровы, проявляется вулканизм и внедряются первые граниты; происходит эпизональный метаморфизм. После кратковременного воздымания в конце визе-намюре начинается новая фаза прогибания, сопровождающаяся накоплением молассы, часто угленосной. В конце вестфала нижняя паралическая моласса претерпевает складчатость, а со стефана-ранней перми аккумулируется верхняя моласса. Одновременно внедряется основная масса гранитоидов. На заключительной фазе герцинского орогенеза возникшая складчатая система разбивается диагональными сдвигами. *Южно-Атласская зона разломов* обособляет герциниды от северного края древней Африканской платформы.

Эпипалеозойская платформа в значительной степени была затронута мезо-кайнозойскими событиями, происходившими в смежных альпийских цепях Телльско-Рифского орогена. Подробнее эти события описываются в разделе XI.3.3.

VIII.5.2. Герциниды юго-восточной Европы и Закаспия

Между Восточно-Европейской платформой и Добруджинско-Копетдагской ветвью Альпийско-Гималайского пояса пролегает довольно широкая полоса погребенных герцинид, называемая *Скифской платформой (плитой)*. Начинаясь в Черном море непосредственно к востоку от южного окончания линеамента Тейсейра-Торнквиста, она протягивается через Степной Крым в Предкавказье, вплоть до Аграханско-Гурьевского разлома в северной части Каспийского моря. Продолжение погребенного под молодым чехлом пояса герцинид восточнее этого разлома именуется *Туранской платформой (плитой)*. В систему европейских герцинид входит лишь ее западная часть (*Западно-Туранская плита*), а

именно, западные полосы субмеридиональных разломов, принадлежащих несколько проблематичному Урало-Оманскому линейamentу. Восточная же часть Туранской платформы наложена на Урало-Охотский подвижный пояс и рассматривается в его рамках. Хотя Западно-Туранская плита географически находится в пределах Азиатского материка, по своему структурному положению она принадлежит Мезоевропе. Фундамент как Скифской, так и Западно-Туранской плит является продолжением фундамента западно- и средневропейских герцинид, демонстрируя наибольшее сходство с их Реногерцинской зоной.

Фундамент Скифской платформы на поверхности не обнажается; он изучен бурением и геофизическими методами. В его строении главная роль принадлежит верхнедевонско-нижнекарбоновым слабометаморфизованным темносланцевым образованиям. Этот комплекс интенсивно дислоцирован и прорван гранитоидами в основном позднепермского возраста. В небольшом количестве присутствуют песчаники и вулканиты спилито-кератофирового состава. В районе Симферополя комплекс подстилается зелёными сланцами позднего рифея, среди которых зафиксированы фрагменты офиолитов. В Южном Предкавказье появляются шельфовые отложения венда-силура, на которых аллохтонно залегают офиолиты, надвинутые со стороны Кавказа. На севере фундамент Скифской плиты местами надвинут на раннедокембрийские породы Украинского щита. Деформации комплекса фундамента начались в середине визе, и к началу перми на месте будущей платформы возник ороген, который в перми испытал коллапс. Обрушение сопровождалось формированием грабенов с грубой континентальной молассой, тяготеющих к границе с Восточно-Европейской платформой.

На северо-восточную часть Скифской плиты со стороны Донбасса распространяется зона погребенных дислокаций, известная как *кряж Карпинского*, или *Донецко-Каспийская складчатая зона*. Кряж Карпинского генетически связан с Донбассом и представляет восточное звено той же позднедевонской рифтовой системы. После начального рифтинга история Донбасса и кряжа Карпинского следовала разным сценариям. С завершением периода прогибаний с конца девона до первой половины раннего карбона зона кряжа в середине ранней перми испытала первую фазу деформаций и инверсию с надвиганием на край Прикаспийской синеклизы. Следующая фаза деформаций происходит на границе триаса-юры (раннекиммерийская) и приводит к созданию общей северной вергентности и увеличению амплитуды надвигания на Прикаспийскую синеклизу. Для кряжа Карпинского и смежных древней и молодой платформ общий чехол начинается с юры.

Остальная часть Скифской платформы в мезозое прошла через следующие стадии развития. Триас - трансгрессия с накоплением германотипных отложений. Одновременно закладываются субширотные риф-

ты, в которых проявился бимодальный вулканизм. Развитие рифтов завершилось в позднем триасе-ранней юре их инверсией. Субдукция коры Неотетиса в самом конце триаса привела к появлению вулканического пояса андского типа по южной окраине будущей плиты.

Плитный чехол начинает накапливаться с юры. До мела осадконакопление было в целом мелководным, в Кубанском и Терском прогибах Предкавказья в поздней юре отлагались соли. С мела бассейн седиментации углубляется, а с позднего мела чехол плиты по составу уже не отличается от чехла юга Восточно-Европейской платформы.

С олигоцена на юге молодой платформы перед фронтом Крымского и Кавказского горно-складчатых сооружений закладывается цепь глубоких предгорных прогибов с молассовым выполнением.

Мошность осадочного чехла на плите варьирует от первых сотен метров на поднятиях фундамента (например, на Симферопольском и Ставропольском сводах) до 6 - 8 км в предгорных прогибах.

Западно-Туранская плита отчленена *Южно-Эмбенским швом* от Прикаспийской синеклизы, а на юге граничит по разлому со структурами Альпийско-Гималайского пояса. Меридиональные разломы Урало-Оманского линеамента отделяют ее на востоке от южного погребенного продолжения палеозоид Урала.

Фундамент плиты обнажен лишь на ограниченных участках - в Туаркыре и Кубадаге. На остальной площади он изучен бурением и геофизическими методами. Верхи фундамента, вскрытые скважинами, в основном представлены средне-верхнепалеозойскими породами: метаморфизованными до низшей ступени зелёных сланцев осадочными и вулканогенными (островодужными) образованиями. В Туаркыре известны выходы офиолитов, вероятно, раннепалеозойского возраста. Северный Устюрт с юга и Карабогазский блок (свод) с юга и севера ограничены офиолитовыми сутурами, которые выделены по геофизическим данным. В Северном Устюрте фундамент, вероятно, эпибайкальский, т. к. средний и верхний палеозой не метаморфизован и входит в состав чехла. В составе фундамента в большом количестве присутствуют интрузии гранитоидов, но датировки (450 - 190 млн. лет) не надежны, особенно в отношении самых древних из них.

Самым северным элементом Западно-Туранской плиты является *Южно-Эмбенская зона* на границе с Прикаспийской синеклизой. Она, по всей вероятности, представляет собой ответвление Донецко-Мангышлакской рифтовой системы, испытывавшее складчатость и инверсию в позднем визе. В настоящее время эта зона поднятий захоронена под более молодыми отложениями и характеризуется левосдвиговой компонентой смещения.

Южнее Южно-Эмбенской зоны находится *Северо-Устюртская синеклиза*, которая наложена на континентальный блок с корой байкаль-

ского(?) возраста. Мощность осадочного чехла в ней достигает 12 км, из которых около 5 км приходится на юрско-кайнозойский чехол. Самые древние отложения, перекрывающие фундамент, датируются поздним девоном. В карбоне широко развиты вулканиты основного и среднего состава.

С юга Северо-Устиуртская синеклиза граничит с зоной поднятий, главным из которых является *Северо-Бузачинский свод*. Еще южнее проходит полоса развития ранних киммерид.

Западно-Туранская плита испытала рифтинг в поздней перми-триасе; основным из трогов был *Мангышлакско-Карашорский* - непосредственное продолжение Донецко-Каспийской рифтовой системы. В раннекиммерийскую эпоху здесь имела место складчатость, затем возник горный рельеф. Рельеф отчасти был обновлен на неотектоническом этапе, приведя к созданию *Горного Мангышлака (хр. Каратау)*. Аналогичная система (*Туаркырский кряж*) сформировалась юго-восточнее. Эта зона молодых дислокаций, образующих северо-восточное обрамление *Карабогазского свода* - самого крупного положительного элемента юга плиты - вместе с ним продолжается на запад, под воды Каспийского моря. В составе фундамента Карабогазского свода доминируют палеозойские гранитоиды. С юга-запада Карабогазский свод окаймляется краевым вулcano-плутоническим поясом Кубодага, который имеет позднепалеозойско-триасовый возраст.

С юга полоса развития раннекиммерийских дислокаций сопровождается глубокой *зоной Южно-Мангышлакских прогибов*, заполненных триасовыми и более молодыми отложениями.

Плитный чехол, как и на Скифской платформе, начал накапливаться в юре. Начальный паралический и мелководный тип седиментации сменился на более глубоководный в позднем мелу. В олигоцене-раннем миоцене на платформе отлагались относительно мелководные аналоги майкопской серии Керчи - Тамани и Предкавказья, при этом бассейн все более мелел на протяжении среднего-позднего миоцена, а в плиоцене-квартере почти полностью осушился. Лишь на его юге проявилась акчагыльская трансгрессия.

IX. СЕВЕРНАЯ И ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ. ДРЕВНИЕ ЯДРА КОНСОЛИДАЦИИ

В структурном и геоисторическом плане Азия представляет собой самый сложный континент. Все остальные континенты образовались вокруг единого древнего ядра, тогда как у Азии имеется несколько таких ядер. При этом Индостан является наиболее "чуждым" для Азии элементом.

Одним из древнейших азиатских ядер служит Сибирская платформа.

IX.1. Сибирская платформа

Древняя Сибирская платформа занимает центральное положение в структуре севера Азиатского материка. С запада и юга ее окружают покровно-складчатые сооружения Урало-Охотского пояса, которые или выступают в виде горных цепей, или, как в случае Западно-Сибирской платформы, погребены под чехлом мезо-кайнозойских отложений. На севере граница древней платформы проводится условно вдоль Енисейско-Хатангского прогиба (ответвления Западно-Сибирского мезо-кайнозойского бассейна). На востоке платформу ограничивает надвиговый фронт Верхояно-Колымской складчатой системы. На неотектоническом этапе юго-восточный край платформы испытал орогенез и вошел в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Мощность земной коры под Сибирской платформой достигает максимума 60 км под Становым хребтом, но в среднем составляет 37 км.

IX.1.1. Районирование и возраст фундамента

Фундамент обнажен на двух главных щитах - Алдано-Становом на юго-востоке и Анабарском на севере (рис. 15). Выходы фундамента меньшей площади наблюдаются на Оленекском своде и в юго-западном обрамлении платформы. Выводы о строении и составе фундамента на остальной ее площади базируются главным образом на геофизических данных и ограниченном материале бурения.

Алдано-Становой щит имеет размеры ~ 1200 на 350 км. Лишь на севере щит постепенно погружается под отложения платформенного чехла, тогда как по трем другим его сторонам его границы резкие, большей частью сдвигово-надвиговые. Алдано-Становой щит подразделяется на два сегмента: собственно Алданский мегаблок и Становой, который с юга надвинут на Алданский мегаблок.

Алданский мегаблок расчленен субмеридиональными разломами на три самостоятельных блока (с запада на восток): *Олекминский*, *Центрально-Алданский* и *Батомгский*. Восточный и западный блоки представляют собой ГЗО, тогда как находящийся между ними - гранулитогнейсовый пояс. Лучше всего изучена Олекминская ГЗО; возраст ее зеленокаменных поясов определен как позднеархейский. Отдельные трогии ЗКП здесь отличаются по соотношению выполняющих их пород. В одних резко доминируют вулканогенные образования с заметным участием силлов ультрамафитов и габбро-норитов, в других - метаосадочные породы. Среди гранитоидов, датированных в 2,75 млрд. лет, встречаются редкие выступы среднеархейских диорит-тоналитов и монцодиоритов (максимальный возраст до 3,2 млрд. лет), вероятно, являющихся субстратом описываемых ЗКП. Метаморфизм обычно не выходит за пределы амфиболитовой фации. Лишь в центральной части блока появляются гранулиты.

В Центрально-Алданском гранулитогнейсовом поясе, надвинутом в конце архея на западный блок, распространена преимущественно ТТГ-ассоциация. В подчиненном количестве присутствуют метаосадочные породы - сланцы, граувакки, карбонаты и кварциты (в том числе железистые). В позднем архее и раннем протерозое имели место два события амфиболитового и гранулитового метаморфизма. Возможно, что этот блок складывается несколькими террейнами.

Батомгский блок слабо изучен, но его строение, по-видимому, близко к строению Олекминского.



Рис. 15. Тектоническая карта Сибирского кратона (по О.М. Розену и др.): 1 - основные выходы фундамента, 2 - палеозойские и мезозойские надвиговые пояса периферии кратона, 3 - мощность платформенного чехла (км), 4 - главные сuture, 5 - разломы в платформенном чехле, 6 - пояса кимберлитов, 7 - то же, с коровыми ксенолитами, 8 - скважины, вскрывшие докембрийский фундамент

Становой мегаблок в основе имеет тот же комплекс пород, что и Алданский, но позднеархейско-раннепротерозойские тектоно-магматические процессы в его пределах проявлены более ярко. С севера блок ограничен *Становым швом* - северо-вергентным надвигом, а еще севернее, до окраины Алданского мегаблока, протягивается переходная *Предстановая зона*, где породы также надвинуты к северу. Структура мегаблока гетерогенная. Древнейшие мафиты и ультрамафиты, метаморфизованные до гранулитовой фации, датированы возрастом 3,3 - 3,2 млрд. лет. На рубежах 2,5 и 2,2 - 2,0 млрд. лет назад здесь произошло внедрение крупных расслоенных плутонов и щелочных гранитоидов. После этих событий на мегаблоке установился платформенный режим. Однако субдукция со стороны Монголо-Охотского океана в поздней юре-раннем мелу привела к резкой тектонической активизации мегаблока.

Анабарский массив (щит) приурочен к ядру Анабарский антеклизы. Массив имеет грубо треугольную форму с острой вершиной, смотрящей на север. По меридиану основание этого треугольника составляет ~ 350 км. В составе Анабарского массива с запада на восток определяют три блока: Маганский, Далдынский (Центрально-Анабарский), который надвинут на Маганский, и Хапчанский, в свою очередь, надвинутый на центральный блок.

В *Маганском и Далдынском блоках* первичный возраст слагающих их пород определен в 3,2 млрд. лет. Последующий гранулитовый метаморфизм произошел 2,8 млрд. лет назад. Породы выражены плагиогнейсами и матабазитами с прослоями метаосадочных образований. В эпоху гранулитового метаморфизма разрез дополнился чарнокитами и эндербитами. В позднем архее и раннем протерозое все эти породы были интенсивно деформированы. Маганско-Далдынский комплекс под осадочным чехлом прослеживается до меридионального *Саяно-Таймырского разлома*, секущего весь Сибирский кратон почти по центру.

В *Хапчанском блоке* господствуют нижнепротерозойские образования - гнейсы и метакарбонаты, метаморфизованные 1,9 млрд. лет назад до гранулитовой фации. Хапчанский комплекс выступает также в вершине Оленекского свода. Практически повсеместно дислокации имеют восточную вергентность.

Западнее Саяно-Таймырского разлома в структуре фундамента платформы выделяется *Тунгусский мегаблок*. В присаянской части платформы породы мегаблока обнажены на поверхности и вовлечены в новейшие дислокации Восточно-Саянского орогена. Здесь полоса выходов раннего докембрия простирается от низовьев Ангары до западного окончания Байкала и отделена от основной части Восточного Саяна *Главным Саянским надвигом*. Эта область по существу является набором древних террейнов, сложенных фрагментами гранит-зеленокаменных областей, гнейсами, амфиболитами, гранулитами и мигматитами. Воз-

раст этих пород - от 3,2 (для ЗКП) до 1,9 млрд. лет (для гранитных плутонов).

К наиболее молодым образованиям фундамента Сибирского кратона относится *Ачитканский вулканно-плутонический пояс*. Он простирается по юго-восточному краю кратона на расстояние почти 800 км, большей частью перекрываясь чехлом. Породы этого пояса принадлежат верхам нижнего протерозоя (1,9 - 1,7 млрд. лет). На нижнепротерозойском эвсиалическом основании в пределах пояса развиты конгломераты, песчаники, вулканиты контрастного состава и повышенной щелочности. Широко представлены граниты-рапакиви.

Кратонизация Сибирской платформы завершилась во второй половине раннего протерозоя, ко времени 1,9 - 1,8 млрд. лет назад.

IX.1.2. Ранние авлакогены и чехол платформы

Подобно другим древним платформам Сибирская в рифее прошла через авлакогенную стадию развития. Эти авлакогены образовали очень сложную систему, которая раскрывается в сторону периферических подвижных поясов - Палеоазиатского и Протопацифика. Раннерифейские рифты располагались в основном на севере, юго-востоке и юге платформы. Они заполнены мелководно-морскими отложениями, часто с грубо-обломочными красноцветами в основании. Местами имеются вулканиты.

В среднем и позднем рифее рифтогенез охватил северо-западную, западную и обновил южную периферии платформы, а в рифтах аккумуляровались мелководно-морские терригенные и карбонатные осадки с подчиненными вулканитами. Осадконакопление распространялось и за пределы собственно рифтовых трогов.

По периферии кратона в позднем рифее фиксируются деформации, связанные с аккрецией островных дуг в краевых частях Палеоазиатского океана и Протопацифика. К началу кембрия в южном и юго-западном обрамлении платформы в связи с этим возникают приподнятые участки, которые отделяют эпиконтинентальные моря Сибирского кратона от Палеоазиатского океанского бассейна. На рубеже рифея и венда были почти полностью осушены также внутренние районы платформы.

Изоляция Сибирского эпиконтинентального моря в начале кембрия привела к появлению мощного солеродного бассейна в его южно-центральной части. Мощность накопившихся солей достигла 2 км. Барьерный риф на севере и востоке отделял солеродный бассейн от открытого моря, иногда относительно глубоководного, в котором в условиях некомпенсированного осадконакопления отлагались битуминозные карбонатно-глинистые образования небольшой мощности. Процесс соленакопления постепенно затухал на протяжении среднего и позднего кембрия, сменяясь отложением карбонатов, а затем и грубых красноцветов.

В течение ордовика-раннего карбона в мелководных бассейнах платформы накапливались довольно маломощные осадки пестрого литологического состава. Их мощность устойчиво возрастала к северо-западу, в сторону Таймыра, где постоянно сохранялись открытые морские условия.

Важные события происходят в девоне. К этому времени относится заложение (или возрождение) крупного *Вилуйского авлакогена*, где в среднем-позднем девоне имели место интенсивные излияния бимодальных лав с одновременным формированием мощной соленосной толщи, впоследствии создавшей диапиры. В девоне на платформе в наибольшей степени проявился кимберлитовый магматизм, особенно к юго-востоку от Анабарского щита.

С началом среднего карбона начинает активно развиваться крупная *Тунгусская синеклиза*. В ней в течение среднего карбона-перми накапливается лимническая угленосная формация. Аналогичная, но меньшая по масштабам формация аккумулируется в расположенной юго-западнее *Канско-Тасеевской синеклизе*. Над Вилуйским авлакогеном образуется одноименная синеклиза.

Тунгусская синеклиза широко известна как арена мощного траппового магматизма, начавшегося на рубеже перми и триаса. Базальтовые покровы в ней по мощности достигают 3,5 км, силлы долеритов - более 1 км. С сильно дифференцированными плутонами в районе Норильска на северо-западе синеклизы связаны крупные залежи сульфидов меди и никеля. Этот интрузивный трапповый магматизм не ограничивается только Тунгусской синеклизой, а распространяется также на север до южного Таймыра и на юг, до Непско-Батуобинской антеклизы (рис. 16). К северо-востоку от Тунгусской синеклизы (Маймеча-Котуйская зона) наблюдается раннетриасовый ультраосновной-щелочной магматизм с внедрением огромных кольцевых плутонов. Магматические проявления, завершившиеся в среднем триасе, известны и в других местах платформы. Ранний триас характеризовался возобновлением кимберлитового магматизма в Оленекско-Алданской области.

В конце триаса границы *Вилуйской синеклизы* существенно расширяются. В мелу Вилуйская синеклиза заполняется мощной угленосной толщей и при этом сливается с Предверхоянским прогибом. Последний уже в конце юры смыкается с располагавшимся севернее крупным Енисей-Хатангским прогибом. Указанные структуры определили современный план северной и северо-восточной окраин Сибирской платформы.

Южная половина платформы в юре находилась под влиянием процессов в смежной воздымающейся Саяно-Байкальской области и субдукции коры Монголо-Охотского океана под Становой пояс. Перед фронтом формирующегося орогена закладывается ряд предгорных прогибов, в молассоидном выполнении которых присутствуют угленосные

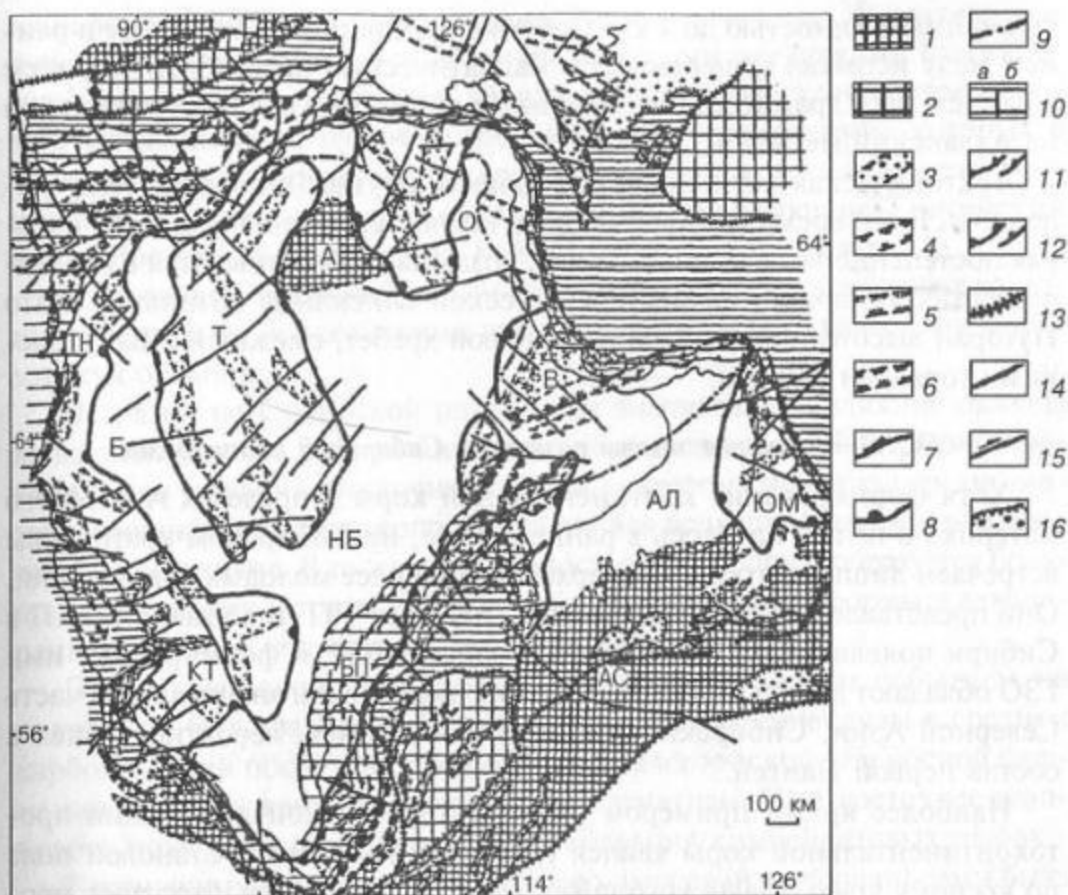


Рис. 16. Схема плитно-тектонического районирования Восточно-Сибирской платформы (по И.Н. Пешковой и И.В. Долматовой):

1 - выходы на поверхность архей-раннепротерозойского кристаллического фундамента, 2 - палеомикроконтиненты; 3 - 6 - континентальные рифты и палеорифты: 3 - рифейские (R_{1-2}), 4 - среднепалеозойские (D_3-C_1), 5 - раннемезозойские ($T-J_1$), 6 - позднемезозойско-кайнозойские (K_2-Q), 7 - границы рифейских надрифтовых депрессий, 8 - границы рифейских пассивных палеоокраин, 9 - границы девонских пассивных палеоокраин; 10 - пассивные палеоокраины, трансформированные в результате столкновения плит: а - сильнотрансформированные (покровно-надвиговые зоны складчатых обрамлений), б - слаботрансформированные (взбросо-надвиговые зоны краевых частей платформы), 11 - граница покровно-надвиговых зон складчатых обрамлений, 12 - зона развития взбросо-надвиговых образований краевых частей платформы, 13 - швы столкновения плит, 14 - разрывные нарушения, 15 - сдвиги, 16 - наложенные посторогенные впадины. Щиты: А - Анабарский, АС - Алдано-Становой, О - Оленекский свод. Антеклизы: Б - Байкитская, НБ - Непско-Ботуобинская (Центрально-Сибирская). Синеклизы: Т - Тунгусская, КТ - Канско-Тасеевская, В - Вилюйская, ЕХ - Енисей-Хатангский прогиб, ЮМ - Юдомо-Майская впадина. С - Суханская впадина. Зоны дислокаций: ТН - Туруханско-Норильская, БП - Байкало-Патомская, АЛ - Алданская моноклиза

формации мощностью до 4 км. Собственно Становой пояс в юре и раннем мелу испытал существенную магматическую переработку, причем в раннем мелу гранитоидные плутоны и вулканиты распространились и на Алданский мегаблок.

Тектоническая активность платформы затухает в позднем мелу-палеогене. В это время платформа представляет собой низкую сушу, которая постепенно воздымается. Темпы воздымания усиливаются в неоген-четвертичное время; на месте Тунгусской синеклизы возникает плато Путоран высотой почти 2 км и Становой хребет, смежный с Байкальскими горными цепями.

IX.1.3. Основные этапы развития Сибирской платформы

Хотя формирование континентальной коры в пределах Азиатского материка в целом началось в раннем архее, на Сибирском кратоне мы встречаем лишь остатки среднеархейских и более молодых образований. Они представлены преимущественно гнейсами ТТГ-ассоциации. ЗКП в Сибири появляются в основном в позднем архее, и формируемые ими ГЗО обладают довольно типичным строением. Как и значительная часть Северной Азии, Сибирский кратон в конце архея, вероятно, вошел в состав первой Пангеи.

Наиболее ярким примером раннепротерозойской деструкции протоконтинентальной коры явился гранулитогнейсовый Становой пояс по южному краю Алданского щита. По всей видимости, этот пояс протягивался в район Внутренней Монголии Китая, где имеются аналогичные образования. В неопротерозое эти сегменты единого пояса были разделены Палеоазиатским океаном. Другие раннепротерозойские подвижные пояса развились по северо-восточной, южной и западной окраинам Сибирского кратона.

Протоплатформенный чехол начал формироваться уже в раннем протерозое на архейских стабильных ядрах, например, в *Удоканской синеклизе*, наложенной на Алдано-Становой щит.

Кратонизация Сибирской платформы завершилась к рубежу 1,9 млрд. лет назад. Кратонизации предшествовал повторный гранулитовый метаморфизм. Новообразованный кратон вновь подвергся дроблению в среднем протерозое, причем на западной окраине платформы (район Енисейского кряжа) и ее юге в конце среднего рифея рифтинг мог перерасти в спрединг.

Авлакогенная стадия развития Сибирской платформы продолжалась в позднем протерозое. Не позднее позднего рифея между этим кратоном, Балтикой и ядрами древней консолидации на территории Китая и Кореи начал раскрываться Палеоазиатский океан, чьи офиолиты сохранились в Енисейском кряже, Восточном Саяне и Байкальской горной стране. Практически одновременно происходит раскрытие Прото-

пацифика. Офиолиты Центрального Таймыра, видимо, приурочены к переходной зоне между этими двумя молодыми океанскими бассейнами. Уже в венде в этих океанах вблизи окраин Сибирского кратона формируются энсиматические островные дуги, столкновение которых с континентом знаменовало главную фазу байкальского тектогенеза. Возникают складчато-надвиговые сооружения, включающие Енисейский кряж, Восточный Саян, север Байкальской горной страны.

В ордовике Сибирский континент полностью обособляется от соседних областей суши океанскими пространствами или окраинными морями этих океанов.

На развитие Сибирской платформы значительное влияние оказала каледонская эпоха деформаций по ее обрамлению, особенно ярко проявившаяся в девоне. Восточная половина кратона испытала средне-позднедевонский рифтинг, сопровождавшийся вспышкой щелочно-базальтового магматизма. В то же время на востоке платформы образуется большинство кимберлитовых тел. Юго-западная часть платформы в девонском раннем карбоне подверглась деформациям сжатия.

После девонской активизации следующим важным событием на платформе было заложение крупной Тунгусской синеклизы в среднем карбоне. В ней после накопления верхнепалеозойской угленосной формации проявился мощный трапповый магматизм. Юго-восточнее траппового поля сформировалась новая генерация кимберлитовых трубок.

В раннекиммерийскую фазу на северо-западный край платформы была надвинута Таймырская складчатая система; при этом образовалась Турохано-Норильская зона дислокаций. Эта фаза соответствует значительному расширению границ и углублению Вилуйской синеклизы.

В юре южная половина кратона испытала влияние интенсивного тектогенеза в Саяно-Байкальской области, связанного с субдукцией коры монгольского сегмента Урало-Охотского океана к северу. Данное событие выразилось в появлении цепи угленосных впадин по южной периферии платформы, а также в гранитоидном плутонизме и среднем-кислом вулканизме, который на Алдано-Становом щите продолжался и в раннем мелу. В это же время вдоль северо-восточной окраины платформы были сформированы Лено-Анабарский и Предверхооянский прогибы.

В целом, начиная с мела и в течение практически всего кайнозоя платформа за исключением ее крайней северной части (Енисейско-Ханганский и Лено-Анабарский прогибы) испытывала восходящие движения, темпы которых нарастали к современной эпохе.

IX.2. Сино-Корейская платформа

Эта платформа, называемая также Китайско-Корейской, простирается от гор Алашань на западе до Японского и Желтого морей на востоке (рис. 17). На севере зоной разломов она отделена от Урало-Охотского

палеозойского складчатого пояса; на юге ее окаймляет палеозойско-мезозойский складчатый пояс Цинлинь, который на востоке оборван огромным левым сдвигом Танлу с амплитудой смещения приблизительно в 500 км. На самом востоке Сино-Корейская платформа занимает часть акватории Желтого моря и северную часть Корейского п-ова.

IX.2.1. Фундамент Сино-Корейской платформы

Архейский фундамент обнажается в основном к востоку от разлома Танлу, по берегам Желтого моря и Ляодунского залива (зал. Бохай). Часто эти выходы древнего фундамента обозначают как *Сино-Корейский щит*. В районе Пекина датировки пород фундамента составляют более 3,5 млрд. лет, северо-восточнее Ляодунского залива в районе Аньшаня возраст местных трондьемитов достигает 3,8 млрд. лет. Но, похоже, нижний архей развит довольно ограничено. Гораздо шире представлен сред-

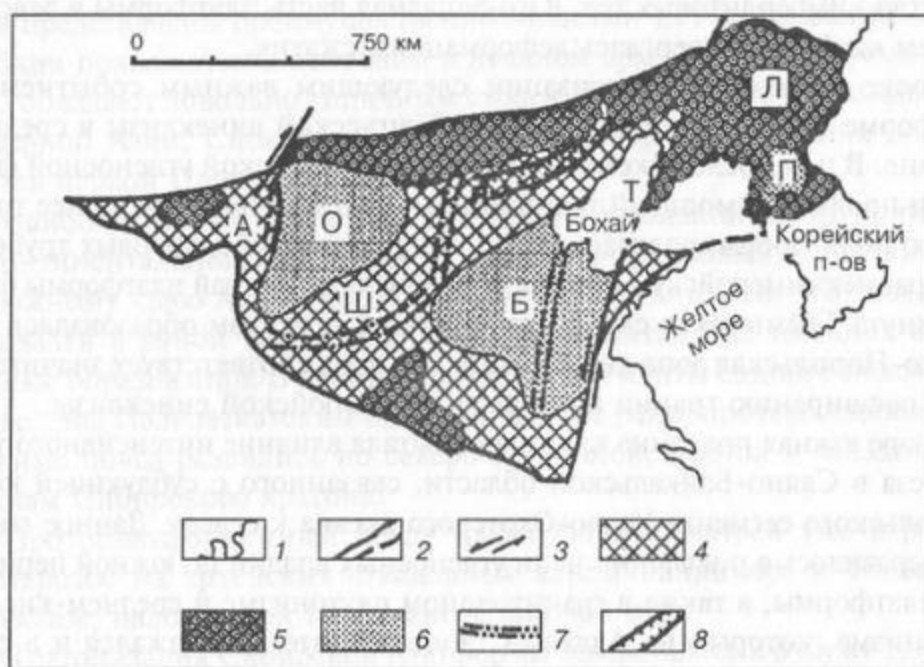


Рис. 17. Тектоническое районирование Сино-Корейской платформы (по В.Е. Хаину):

1 - береговая линия, 2 - границы платформы (пунктиром - в море), 3 - сдвиги, 4 - области преимущественного развития докембрийского осадочного чехла, 5 - выступы раннекембрийского фундамента, 6 - синеклизы, выполненные мезозойскими и/или кайнозойскими отложениями, а также палеозойская Пхеннамская впадина, 7 - кайнозойские рифты, 8 - средне- и позднепротерозойские рифты. А - Алашаньский массив, О - Ордосская синеклиза, Ш - антеклиза Шаньси, Б - Бохайская (Хэхайская) синеклиза, Л - Ляодунское поднятие, Т - сдвиг Танлу, П - Пхеннамская синеклиза, Я - Яншаньский авлакоген

ний архей, к которому относятся главным образом гнейсы ТТГ-ассоциации. Они известны в том же районе Аньшаня в составе гранулитогнейсового пояса, который протягивается к северо-западу во Внутреннюю Монголию. Однако наибольшим распространением в составе древнего фундамента пользуются гранит-зеленокаменные области, образующие группу первичных террейнов. В типичном виде они представлены на северо-востоке платформы и на юге. На юге установлена характерная последовательность этих пород, начинающаяся с коматиитов, за которыми следуют толеиты, известково-щелочные вулканиты и завершающие разрез граувакки с железистыми кварцитами. Этот комплекс метаморфизован до амфиболитовой и гранулитовой фаций и прорван гранитами возрастом ~ 2,5 млрд. лет. Во Внутренней Монголии возраст метаморфизма этих пород превышает 2,8 млрд. лет. Данный рубеж (граница мезо- и неорхей) получил в Китае название фупинского орогенеза.

К западу от разлома Танлу полоса выходов фундамента простирается в субмеридиональном направлении. Здесь развиты зеленокаменные пояса возрастом около 2,5 млрд. лет (вутайский орогенез), а также гранулитовый пояс конца архея-начала протерозоя.

Вутайская диастрофическая эпоха привела к практически полной кратонизации Сино-Корейской платформы. Однако эта кратонизация была нарушена в раннем протерозое, около 2 млрд. лет назад, когда широкое распространение получили протоавлакогены - обширные и глубокие энсиалические трогии. В них накопились мощные (до 10 км) толщи бимодальных вулканитов и обломочно-карбонатных пород, впоследствии метаморфизованные до зеленых сланцев (супергруппа Хуто). В типичном виде такие протоавлакогены представлены в антеклизе Шаньси.

IX.2.2. Проточехол и чехол Сино-Корейской платформы и история его накопления

Проточехол, состоящий из кварцитов и карбонатов, начал формироваться на Сино-Корейской платформе во второй половине раннего протерозоя. В интервале времени 1,8 - 1,7 млрд. лет назад (лулянский орогенез) эти отложения были сильно деформированы, метаморфизованы и прорваны гранитными интрузиями. Нижний протерозой распространен также на северо-востоке Кореи, где наблюдается толща кварцитов мощностью 10 - 12 км, сочетающихся с мраморами, слюдяными сланцами и бимодальными вулканитами.

Лулянский орогенез завершил становление фундамента Сино-Корейской платформы. Сразу после него последовало внедрение роев долеритовых даек, плутонов анортозитов и рапакиви. Эта завершающая стадия охватывала весь рифей и частично перекрывалась с новой стадией авлакогенной активности. Самой главной структурой, образовавшейся на этом этапе, является *Яншаньский авлакоген* к северу и северо-западу от

Пекина. В долгоживущем авлакогене за миллиард лет (1,8 - 0,8 млрд. лет назад) накопилась почти 9-км толща мелководно-морских осадков, переслаивающихся с щелочными вулканитами. Меньшего размера авлакогены этого возраста имеются и в других районах Китая и Кореи.

На окраинах платформы накопление платформенного чехла началось в венде, реже в конце рифея, но шире распространен нижнекембрийский и более молодой осадочный чехол. Кембрийско-среднеордовикские осадочные образования представлены континентальными обломочными и карбонатными породами мощностью до 2 - 3 км. С позднего ордовика до раннего карбона последовал длительный перерыв, вслед за ним начали аккумулироваться карбонаты и паралические угленосные толщи (поздний карбон-пермь) и красноцветы (поздняя пермь-триас), совокупная мощность которых достигает 2 км.

С мезозоя начинается новый этап активизации платформы. Сначала она подверглась индосинийскому (поздний триас-ранняя юра), затем яншаньскому (поздняя юра-ранний мел) и, наконец, гималайскому орогенезу (палеоген-квартер). Две первые фазы диастрофизма были связаны с коллизиями между Сино-Корейским и Южно-Китайским блоками, причем главной из фаз была яншаньская. Последняя фаза привела к рифтингу вследствие латерального отжимания континентальных блоков при внедрении Индостанского индентора в Евразийскую область. Отжимание привело к возникновению ряда грабенов - двух главных рифтовых систем Китая, имеющих север-северо-восточное и почти субширотное простираение. Одна из них пересекает низовья р. Хуанхэ, Ляодунский зал., а западнее ее грабены протягиваются у подножья гор Цинлиня и хр. Яншань, а также по северному краю платформы. Первая группа грабенов развивалась главным образом в палеогене и в неогене была перекрыта плоской депрессией, вторая - большей частью в неогене-квартере.

Мезозойско-кайнозойские отложения Сино-Корейской платформы практически полностью континентальные. В юре и нижнем мелу отмечается угленосность, сопровождаемая вулканитами внутриплитной природы. Мощность платформенного чехла местами превышает 10 км.

На западе платформы имеется крупное *подняtie Алашань*, которое надвинуто на край более восточной *Ордосской синеклизы*. Последняя выражена в рельефе как лессовое плато высотой около 1300 м. В основании синеклизы залегают два позднекембрийских авлакогена, а основная часть осадочного выполнения представлена континентальным верхним триасом-нижним мелом. Другая крупная синеклиза описываемой платформы - *Бохайская*, которая географически большей частью соответствует Ляодунскому заливу. Основным этапом ее развития приходится на палеоген, в течение которого накопились озерные отложения мощностью почти 10 км. Отложения этих синеклиз отличаются довольно богатой нефтегазоносностью.

IX.3. Таримская платформа

Данная платформа расположена к западу от Сино-Корейской платформы и имеет значительно меньший размер. С Сино-Корейской Таримская платформа была связана вплоть до середины позднего рифея. В современном рельефе Тарим представляет собой бессточную впадину, дно которой лежит на уровне около 1000 м, а ее центральная часть занята пустыней Такла-Макан. На севере Тарим граничит с палеозойским Тянь-Шаньским орогеном, а на юге - с позднепалеозойско-ранне-мезозойским Куньлуньским орогеном. Оба орогена по краю Таримской впадины ограничены передовыми прогибами. В центре этого бассейна мощность коры составляет несколько более 40 км, но к югу мощность увеличивается до 60 - 70 км, а к северу - до 55 км. Таримская платформа характеризуется высокими перспективами нефтегазоносности.

IX.3.1. Фундамент Таримской платформы

Фундамент этой платформы обнажен лишь по ее периферии - вдоль Тянь-Шаня, со стороны Куьлуня и хребта Алтындаг, на остальной же территории он погребен мощным осадочным чехлом (до 13 - 15 км). В составе фундамента установлено присутствие архея и нижнего протерозоя, причем породы этого возраста метаморфизованы до амфиболитовой и иногда даже до гранулитовой фации. По северо-западной окраине платформы в фундаменте обнаружены глаукофановые сланцы возрастом 900 - 700 млн. лет. На северо-востоке выявлен крупный авлакоген типа Яншаньского. Он имеет синийский возраст (поздний рифей-венд), но представляет собой структуру, частично унаследовавшую более древний авлакоген. На большей части платформы кратонизация наступила в позднем протерозое, а плитный этап развития начался с синия.

IX.3.2. Чехол Таримской платформы и этапы его становления

Чехол начал накапливаться в синии. В низах синийских отложений найдены тиллиты, присутствуют основные вулканиты; верхи синия - мелководно-обломочные образования и карбонаты, которые в возрастном интервале продолжают до раннего палеозоя и достигают в мощности 5 - 6 км. Каледонский орогенез по окружению платформы привел к большому разнообразию фаций силура и девона в ее пределах. Каменноугольный период характеризовался трансгрессией и аккумуляцией фаций более морского облика, а с перми уже фиксируется влияние орогенеза в прилегающих Тянь-Шане и Куьлуне: происходит осушение платформы и вспышка вулканизма на ее востоке. После этого Тарим превращается в межгорную впадину с аллювиально-озерным осадконакоплением. В позднем триасе и юре в отдельных местах Таримской впадины имело место угленакопление, а в палеогене - соленакопление.

Основные области седиментации приурочены к северной половине бассейна и к его юго-западу.

Складчато-надвиговые дислокации чехла платформы начали образовываться еще в мезозое; главный этап их развития приходится на неоген, что является реакцией на новейший орогенез в обрамляющих горных сооружениях. Складки и надвиги в чехле имеют вергентность в сторону центра платформы и постепенно ослабевают в этом направлении.

IX. 4. Южно-Китайская платформа (платформа Янцзы)

Платформа с севера обрамляется орогеном Циньлин, а с юга - Вьетлаосской складчатой системой (рис. 18). В индосинийскую эпоху эти соседние орогены были шарьированы на краевые части Южно-Китайской платформы. Северо-восточная часть платформы сильно смещена сдвигом Танлу и продолжается в Желтое море и южную Корею. Южная граница платформы не совсем ясна.

IX.4.1. Фундамент платформы Янцзы

В состав фундамента входят разновозрастные докембрийские комплексы, которые обнажаются в основном по ее периферии. На юго-западе платформы обнаружены архейские гранулиты возрастом 2,9 - 2,8 млрд.

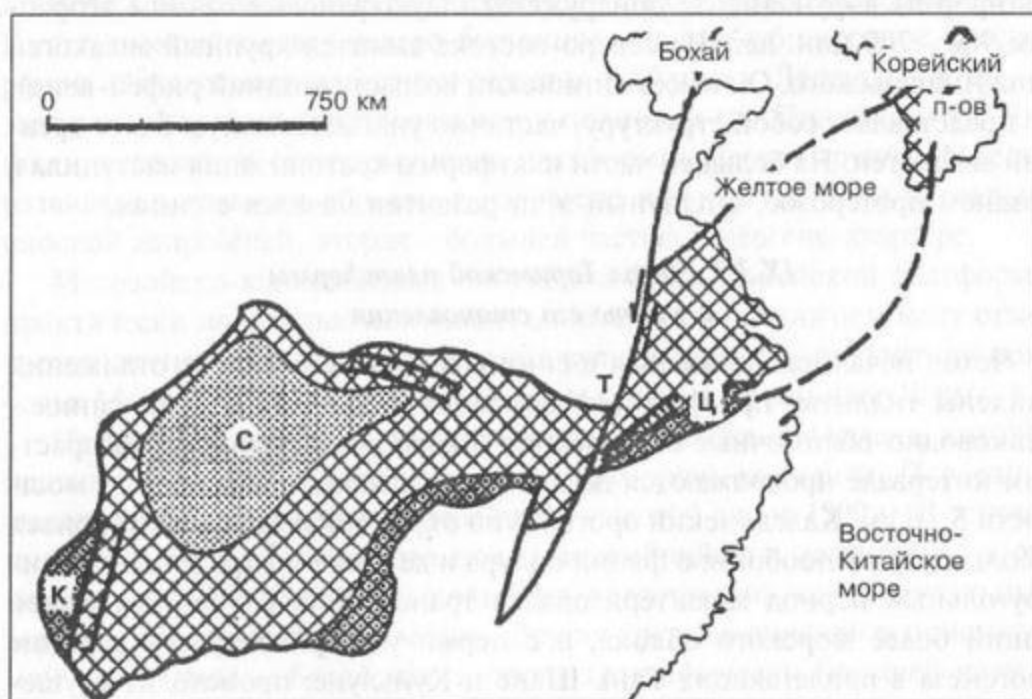


Рис. 18. Тектоническое районирование платформы Янцзы (по В.Е. Хаину): К - поднятие Кандин, С - Сычуаньская синеклиза, Ц - Цзяннанское поднятие, Т - сдвиг Танлу. Условные обозначения см. на рис. 17

лет. Распространены трондьемитовые гнейсы нижнего протерозоя, которые перекрыты мощными вулканитами составом от базальтового до риолитового. Все эти образования пронизаны интрузиями гранитоидов среднепротерозойского возраста. В целом нижний протерозой, по-видимому, преобладает в составе фундамента платформы Янцзы. От Сино-Корейской данная платформа отличается тем, что средний протерозой и низы верхнего протерозоя здесь дислоцированы существенно сильнее и гранитизированы на рубеже 850 - 800 млн. лет (в цзиннянскую эпоху).

IX.4.2. Чехол платформы и главные этапы ее развития

В основании чехла залегают синийские образования, в которых присутствуют три горизонта тиллитов; по периферии платформы они вытесняются турбидитами и вулканитами. Отложения кембрия, ордовика и силура относятся к карбонатной формации. На юге платформы карбонаты накапливались и в девоне-карбоне, но в краевых частях карбон частично угленосный. В середине перми произошла активизация тектонических движений, сопровождавшаяся излияниями базальтов на юго-западе. Платформа частично испытала влияние каледонского орогенеза, но гораздо большее значение имела индосинийская фаза в позднем триасе-ранней юре, особенно на севере, юго-востоке и юге. После этих событий платформа воздымается, и континентальное осадконакопление продолжается лишь в ее северо-западной части, в *Сычуаньской синеклизе*. Здесь мощность аллювиально-озерных отложений юры, мела и кайнозоя превышает 6 км. Общая же мощность чехла, включая палеозой и триас, составляет около 12 км. Во время индосинийского орогенеза обрамление этого платформенного бассейна было надвинуто на его центральные части; палеозой-триас был деформирован в серию линейных складок. Яньшаньские движения в середине мела еще более усложнили созданный ранее структурный план.

В составе платформы выделяют несколько поднятий и синеклиз. За исключением Сычуаньской все остальные синеклизы завершили свое развитие в триасовое время.

IX.5. Древние микроконтиненты

Кроме четырех древних платформ - Сибирской, Сино-Корейской, Южно-Китайской и Таримской - на территории Северной и Восточной Азии присутствуют многочисленные докембрийские блоки малого размера (рис. 19). Они очевидно входили в состав эпигренвильского суперконтинента Родиния, а когда он стал распадаться в неопротерозое, они образовали группу микроконтинентов в пределах Палеоазиатского океана и океана Тетис. При образовании Гондваны в раннем палеозое Тарим, Янцзы, Сино-Корейская платформа и Синобирманский массив (см. ниже), по всей вероятности, вошли в ее состав. Об этом говорит повсеместное

Пояс включает три сегмента: Урало-Сибирский, Центрально-Азиатский и Монголо-Охотский. Палеоазиатский океан, который по своему северному и восточному окончаниям просуществовал до средней юры, отделял Восточную Европу (Балтику) от Сибири, а Сибирь - от Тарима и Сино-Кореи. В районе Баренцова моря Палеоазиатский океан смыкался с Япетусом, а в районе Карского, Охотского и Японского морей - с Палеопацификом. Частичное слияние с Палеотетисом осуществлялось в области Туранской плиты, а также между Таримом и Сино-Кореей. Сегменты этого пояса, в свою очередь, включают отдельные складчатые системы и области, в пределах которых наблюдается большое количество блоков с древней корой.

Восточное продолжение Средиземноморского пояса Европы - порождение океана Тетис. Океан зародился также в позднем рифее, но, судя по возрасту самых древних офиолитов, несколько позже, чем Урало-Охотский. Тетис испытал сложную историю развития, которая подразделяется на следующие этапы: поздний протерозой-кембрий - Прототетис; ордовик-поздний палеозой - Палеотетис; конец палеозоя-мезозой (до мела) - Мезотетис; с мела - Неотетис. В данном разделе описываются палео- и мезотетические складчатые пояса, которые из Центральной Азии продолжают в Юго-Восточную.

Западно-Тихоокеанский пояс, в пределах Азии представленный российским материковым Северо-Востоком и Дальним Востоком, юго-востоком Китая, а также многочисленными островными дугами, начиная с Командорско-Алеутской на крайнем севере и кончая Тайваньско-Филиппинской на крайнем юге. Сюда же входят впадины окраинных морей севера и северо-запада Тихого океана.

Х.1. Урало-Охотский пояс

Урало-Охотский пояс, часто именуемый Урало-Монгольским (по М.В. Муратову), занимает огромные пространства Северной и Центральной Азии. Основная часть его замкнулась в позднем палеозое. Современный изгиб пояса (по-видимому, вторичный) подразделяет его на две части: Урало-Сибирскую и Центрально-Азиатскую. В состав пояса входят следующие складчатые системы и области: Уральская, Пайхойско-Новоземельская, Таймырско-Североземельская, погребенная Западно-Сибирская, Казахстано-Тяньшаньская, Алтае-Саяно-Монгольская и Монголо-Охотская. Наш обзор мы начнем с Уральской системы как наиболее типичной и лучше всего изученной в рамках складчатого пояса.

Х.1.1. Урал

Уральская покровно-складчатая система, образующая раздел между Европой и Азией, простирается в меридиональном направлении почти на 2500 км при максимальной видимой ширине до 500 км. На западе

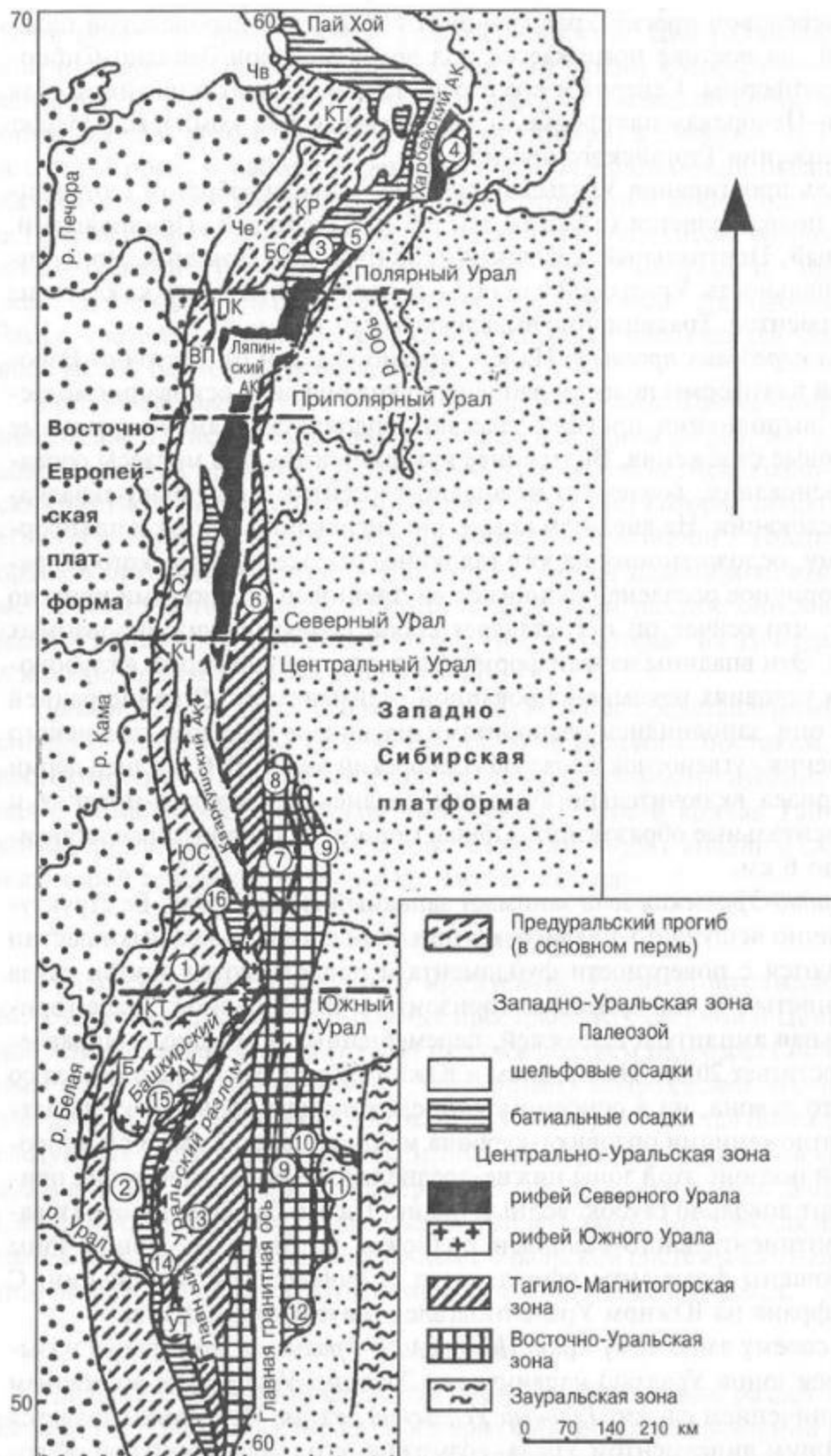
через передовой прогиб Урал граничит с Восточно-Европейской платформой, на востоке погружается под чехол молодой Западно-Сибирской платформы. Северным его ограничением служит эпибайкальская Тимано-Печорская платформа, а на юге уральские комплексы уходят под отложения Тургайского прогиба.

Вдоль простирается Уральская система, главным образом географически, подразделяется (с севера на юг) на Полярный, Приполярный, Северный, Центральный и Южный Урал (рис. 20). При этом, поперечная зональность Уральской системы в целом близка для каждого из этих сегментов. Традиционно выделяют шесть зон.

Зона передовых прогибов. На юге прогиб отделен от Восточно-Европейской платформы полосой раннепермских рифов. В основании молассового выполнения прогиба залегают ордовикско-каменноугольные шельфовые отложения. Внутреннее крыло прогиба, где молассы сорваны с основания, вовлечено в западно-вергентные покровно-складчатые дислокации. На внешнем крыле тип дислокаций близок к платформенному, осложненному на юге галокинезом солей кунгурского возраста. Вторичное расчленение прогиба внутренними поднятиями привело к тому, что сейчас он представляет собой серию полуизолированных впадин. Эти впадины начали формироваться в ранней перми в глубоководных условиях некомпенсированной седиментации. В конце ранней перми они заполнились эвапоритами на юге, а севернее тиманского ответвления - угленосной молассой (Печорский бассейн). С поздней перми и до триаса включительно аккумуляровались мелководно-морские и континентальные образования. Общая мощность выполнения составляет около 6 км.

Западно-Уральская зона занимает западный склон Урала. Ее структура типично чешуйчато-надвиговая, при этом срывы отдельных пластин начинаются с поверхности фундамента и продолжаются внутри чехла по глинистым и эвапоритовым горизонтам. На Полярном Урале горизонтальная амплитуда шарьяжей, перемещенных в западном направлении, достигает 20 км. На Среднем и Южном Урале разрез начинается со среднего девона, но в основном зона сложена шельфовыми карбонатными отложениями ордовика-карбона мощностью до 7 км. В самой восточной подзоне этой зоны ниже-среднепалеозойские отложения приобретают довольно глубоководный облик. На эти батинальные образования континентального склона и подножья из более восточной зоны переброшены фрагменты офиолитов и островодужной ассоциации. С конца франа на Южном Урале отлагался граувакковый флиш.

По своему западному краю *Центрально-Уральская зона* (ранее называвшаяся зоной Уралтау) надвинута на Западно-Уральскую; восточным ее ограничением служит *Главный Уральский разлом*. Последний является важнейшим линеamentом Урала, возможно, его главной сутурой. К во-



стоку от него мощность коры возрастает с ~ 37 км до 60 км и более. Поверхность этого надвига наклонена к востоку под углом от 20 до 50°, выполаживаясь на глубине. Этот надвиг, в котором присутствует серпентинитовый меланж, отделяет принадлежащие Восточно-Европейской платформе западные зоны от восточных, относящихся к Палеоазиатскому океану.

Центрально-Уральская зона сложена мощными толщами верхнего протерозоя, которые несогласно лежат на раннедокембрийском фундаменте. В *Башкирском антиклинории* Южного Урала, где породы этой зоны обнажены лучше всего, рифейский разрез выбран в качестве стратотипического. По отношению к более молодым палеозойским отложениям верхний протерозой, мощностью до 15 км, образует самостоятельный комплекс, т. н. «доуралиды» (по Н.П. Хераскову). Доуралиды фактически являются продолжением байкалитид Тимано-Печорской области.

Тагильско-Магнитогорская зона, ограниченная на западе Главным Уральским разломом, обрывается разломами также на востоке, но здесь дизъюнктивы полого наклонены к западу. Таким образом, граничные разломы зоны падают к ее центру, при этом сама структура зоны представляется в виде синформы, в центре которой образования слабо деформированы. Часть исследователей трактуют синформу как аллохтонную, переброшенную из более восточных областей. По сейсмическим данным, фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается с запада под этой зоной на расстояние 30 км, а на глубине около 15 км по его кровле проходит поверхность срыва. Отчасти аллохтонная природа зоны подтверждается Тагильской сверхглубокой скважиной, в которой встречены тектонические дуплексы.

В Тагильско-Магнитогорской зоне широко распространены ордовикско-девонские офиолиты и офиолитовый меланж, островодужные вулканы, фаменско-турнейский флиш и визейско-серпуховские мел-

◀ Рис. 20. Тектоническая схема Урала (по В.Н. Пучкову):

1 - Уфимский амфитеатр; 2 - 13 - подзоны: 2 - Залаирская, 3 - Лемвинская, 4 - Щучинская, 5 - Войкарская, 6 - Тагильская, 7 - Мурзинско-Адуйская, 8 - Салдинская, 9 - Восточно-Уральских вулканитов, 10 - Троицкая, 11 - Денисовская, 12 - Восточно-Мугоджарская, 13 - Магнитогорская; 14 - 16 - тектонические клиппы в Западно-Уральской зоне, включающие офиолиты или серпентинитовый меланж: 14 - Сакмарский, 15 - Крака, 16 - Бардымский (Нязепетровский). АК - антиклинории Центрально-Уральской зоны; Т - Тараташский комплекс. Поперечные структурные элементы Предуралья: КТ - Каратау, КЧ - Косьва-Чусовая, П - Полюдов Камень, ПК - Печора-Кожва, Че - поднятие Чернышова, Чв - поднятие Чернова. Впадины передового прогиба: Б - Бельская, ЮС - Юрюзань-Сылвенская, С - Соликамская, ВП - Верхнепечорская, БС - Большесынинская, КР - Косьмо-Роговская, КТ - Коротаихинская, УТ - метаморфиты Уралтау

ководные известняки, сочетающиеся с субщелочными вулканитами. В палеозое здесь возникли две энсиматические вулканические дуги: северная - Тагильская (силур) и южная - Магнитогорская (девон). В северной части этой зоны почти на 900 км протягивается группа интрузивных массивов мафитов и ультрамафитов, характеризующихся платиновым оруденением. Массивы расположены среди вулканитов Тагильской дуги. Природа массивов дискуссионна, но, вероятно, они составляют корни дуги.

В Восточно-Уральской зоне в ряде гранито-гнейсовых куполов обнажается раннедокембрийский кристаллический фундамент. Фундамент перекрыт аллохтонными комплексами офиолитов и островодужных вулканитов и прорван интрузиями гранитоидов, которые образуют "гранитную ось Урала". Местами в основании аллохтонных пластин наблюдаются остатки среднеордовикско-среднедевонского осадочно-вулканогенного чехла. На этих пластинах лежит неоавтохтон - мелководно-морские средне-позднекарбоновые образования. Прорывающие граниты относятся к двум генерациям: среднедевонско-раннекаменноугольной предколлизийной и позднекарбоново-пермской коллизийной.

Большинство исследователей считает, что Восточно-Уральская зона является микроконтинентом (Мугоджарский микроконтинент), который в позднем палеозое столкнулся с островными дугами Тагильско-Магнитогорской зоны. Эта версия подкрепляется палеомагнитными данными.

Зауральская зона обнажена хуже остальных и сложена образованиями девона и карбона. Зона заложилась на энсиалической коре и от Восточно-Уральской зоны отделена *Денисовским швом*, офиолиты которого шарьированы на запад. Сходная офиолитовая сутура отделяет Зауральскую зону от края *Казахстано-Киргизского микроконтинента (Казахстании)* с юго-востока; западный край последнего отмечен девонским вулкано-плутоническим поясом. Казахстано-Киргизский блок представлял собой наиболее крупный микроконтинент с раннедокембрийским фундаментом в составе Палеоазиатского океана.

Девон Зауральской зоны выражен мелководно-морскими и континентальными отложениями с кислыми эффузивами, а к карбону относится вулкано-плутонический Валерьяновский пояс с прослоями мелководно-морских образований. Эти породы перекрыты красноцветной молассой среднего карбона-перми.

Развитию Уральского орогена предшествовал позднекембрийско-ордовикский континентальный рифтинг, который, перейдя в спрединг, породил "Палеоуральский океан". Этот океанский бассейн являлся окраинным морем крупного Палеоазиатского океана, и от основных океанских пространств отделялся Казахстано-Киргизским микроконтинентом. Рассматривая Восточно-Уральскую зону в качестве Мугоджарского микроконтинента, следует предположить, что она представляет собой

отделившуюся часть Казахстано-Киргизского микроконтинента, причем в процессе рифтинга между ними возник бассейн с корой океанского типа. Субдукция океанской коры, вероятно, к востоку, под Мугоджарский микроконтинент в силуре породила Тагильскую вулканическую дугу, а в девоне - Магнитогорскую.

Субдукция коры Палеоуральского океана под Казахстано-Киргизский микроконтинент началась в среднем девоне. Этот процесс создал краевой вулcano-плутонический пояс. В середине позднего девона океан начинает закрываться, происходит столкновение вулканических дуг с материком, а на границе раннего и среднего карбона уже фиксируются признаки континентальной коллизии. Коллизия в целом распространялась с юга на север и крайнего севера достигла в середине перми из-за "косого" схождения континентальных блоков. После этого, в позднем триасе-ранней юре ороген испытал постколлизийное растяжение с образованием цепи грабенов, в которых проявился трапповый магматизм, сменившийся угленакоплением.

Со средней юры до среднего олигоцена Урал имел относительно низкий рельеф, и лишь со среднего олигоцена он испытывает неотектонические воздымания в связи с внутриплитным сжатием.

Х.1.2. Пайхой и Новая Земля

Орографически Пайхой-Новоземельская покровно-складчатая система представляет прямое продолжение Уральской, но по структуре и истории развития значительно отличается от последней. От Урала она отделена крупным левым сдвигом север-северо-восточного простирания. Общая протяженность Пайхой-Новоземельской системы достигает 1200 км, и по своей длине она распадается на два сегмента: Пайхой-Южноновоземельский и Северонновоземельский. Эти сегменты также различаются и по возрасту фундамента, и по истории развития. Сегменты разделены Байдарацким разломом с северо-западным простиранием.

Пайхой-Южноновоземельский сегмент на материке охватывает горы Пайхоя, а в море - о-ва Вайгач и Южный (Новая Земля) за исключением северо-восточной части последнего острова, отсеченной Байдарацким разломом. Крупный широтный разлом в Баренцевоморском регионе, отделяющий эпигренвильскую Свальбардскую плиту от эпибайкальской Тимано-Печорской, продолжается к востоку в пределы описываемого сегмента. Байкальский фундамент в южном сегменте обнажен в районе Карских Ворот, на о-ве Вайгач и Южном о-ве Новой Земли. Здесь дислоцированные верхнерифейско-вендские глинистые сланцы несогласно перекрыты палеозоем. На материке Пайхойский ороген на юго-западе надвинут на свой *Кортаихинский молассовый прогиб*. Прогиб выполнен верхнепермско-триасовыми обломочными отложениями мощностью свыше 8 км. На юг-юго-востоке прогиб ограничен

грядой Чернова, где на поверхность выведен домолассовый комплекс. Поднятие имеет аллохтонное происхождение и на западе надвинуто на чехол Тимано-Печорской плиты, а на востоке – на крайнее северное звено Предуральских прогибов.

Пайхойское сооружение имеет сложную покровно-надвиговую структуру с юг-юго-западной вергентностью. Его осевая зона образована шарьированными по Главному Пайхойскому надвигу батиальными сланцами верхнего кембрия-девона. Сланцы перекрывают платформенные карбонатные и флишевые породы карбона-перми самой южной зоны Пайхоя. В свою очередь, на осевую зону с севера, со стороны Карской впадины, надвинуты молассовые образования карбона-перми. Эта впадина, отделяющая Пайхой от Карского моря, также характеризуется покровным строением.

Две первые зоны продолжают на о-вах Вайгач и Южный, где, как и в материковой части, разделены Главным надвигом.

Североновоземельский сегмент со структурной точки зрения включает сопряженные антиформу и синформу. Сегмент надвинут на Баренцевоморскую впадину по серии крутых западно-вергентных дислокаций. В надвигах участвуют пермские и триасовые образования. На северо-западном побережье Северной Земли обнажен фундамент Свальбардской плиты. На фундаменте несогласно лежат слабометаморфизованный песчаный флиш верхнего протерозоя-среднего ордовика и карбонатно-глинистые молассоиды верхнего ордовика-силура. На самом севере острова известны кембро-ордовикские молассы.

Пайхой-Новоземельская система развивалась в течение палеозоя на синклинальном основании, который на юге в среднем и начале позднего девона подвергся глубокой деструкции, сопровождавшейся основным магматизмом. Завершающей складчатостью для нее была раннекембрийская, поскольку триас вовлечен в покровообразование, а внедрение гранитов имело место 210 - 180 млн. лет назад. Формирование этой системы было связано, вероятно, с раскрытием в ее тылу Южно-Карской впадины.

Х.1.3. Западно-Сибирская плита

Западно-Сибирская молодая платформа (плита, мегасинеклиза) является самым крупным представителем эпипалеозойских платформ мира. После герцинского орогенеза она подверглась воздыманию, денудации, рифтингу и последующему опусканию, сопровождавшемуся накоплением мощного мезо-кайнозойского чехла. Эти прогибания охватили и разновозрастные периферические зоны: от докембрийских (в Енисей-Хатангском прогибе Сибирской платформы) до герцинских (на юго-востоке Урала - в Тургайском прогибе). На крайнем севере плита с ее осадочным выполнением продолжается в Карское море.

В состав фундамента этой молодой платформы входят разнородные тектонические элементы (рис. 21). Под мезо-кайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской мегасинеклизы погружаются докембрийские комплексы Сибирского кратона и более мелких массивов с запада, юго-востока и севера. Значительную восточную окраину платформы, по границе с Сибирским кратоном слагают байкальские комплексы Енисейской складчатой системы. С юга под молодой чехол уходят салаириды Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, а также каледониды востока Центрального Казахстана. Западный борт мегасинеклизы отчасти перекрывает восточные зоны Урала. На север чехол распространяется на акваторию Карского моря. Центральное положение в структуре фундамента молодой платформы занимают поздние герциниды - продолжение Иртыш-Зайсанской системы. Эти герциниды маркируют оконча-

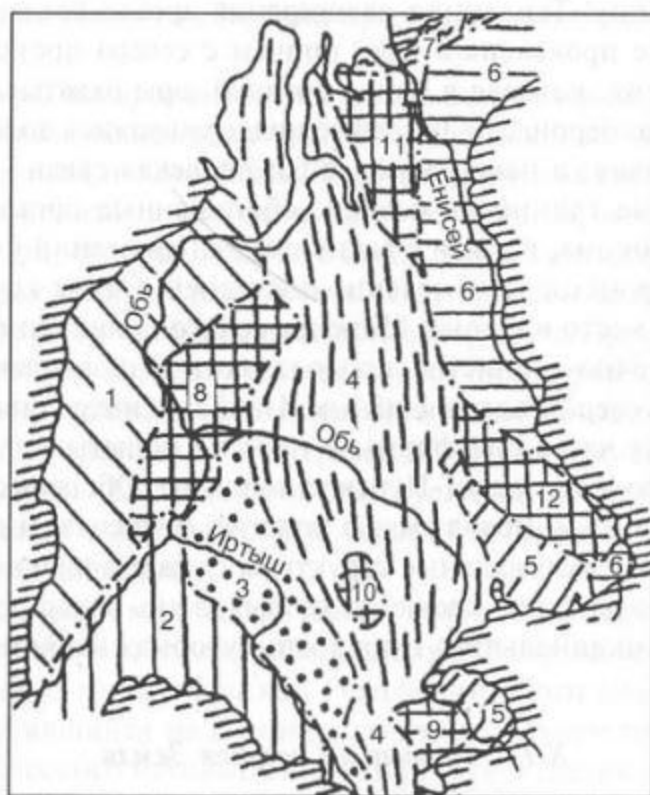


Рис. 21. Районирование фундамента Западно-Сибирской плиты (по А.Э. Конторовичу и др.):

складчатые системы. 1 - Уральская (позднегерцинская), 2 - Центрально-Казахстанская (каледонская), 3 - Салымская (раннегерцинская), 4 - Центрально-Западносибирская (позднегерцинская), 5 - Салаирско-Кузнецко-Алатауская (салаирская), 6 - Енисейская (байкальская), 7 - Таймырская (позднегерцинская). *Срединные и окраинные массивы.* 8 - Уват-Хантымансийский, 9 - Барнаульский, 10 - Межовский, 11 - Недояхский, 12 - Верхнекетский

тельное замыкание Палеоазиатского океана в описываемом регионе. Однако, по данным С.В. Аплонова, в пределах современной суши могли остаться океанские "окна", впоследствии заполненные палеозойскими осадками.

Фундамент платформы полностью кратонизировался к концу перми, а с самого начала триаса испытал рифтинг. На севере возникшей субмеридиональной сложной рифтовой системы деструкция континентальной коры могла дойти до стадии океанского спрединга, создав несколько гипотетичный "Обский океан" (точнее бассейн красноморского типа). В раннем и начале среднего триаса рифтовые прогибы заполнялись базальтами, в меньшей степени обломочными породами. Излияния базальтов прекратились в конце среднего-позднем триасе, и терригенная седиментация стала доминирующей. Частично нижнетриасовые отложений выходят за пределы рифтов, давая начало осадочному бассейну. Тенденция расширения ареала осадконакопления еще явственнее проявлена в юре, причем с севера происходит морская трансгрессия, которая в конце средней юры охватывает весь бассейн. Вплоть до берриаса в бассейне поддерживались довольно глубоководные условия, и накапливалась баженовская свита - относительно маломощные глинистые осадки, обогащенные органическим веществом. С неокома, в связи с активизацией движений по периферии платформы, происходит обмеление последней. Самая крупная трансгрессия имела место в туроне. Морское осадконакопление, преимущественно обломочно-глинистое, продолжалось до олигоцена, после чего оно сменилось озерно-аллювиальным. Наиболее интенсивно погружавшаяся северная часть платформы в неогене испытывает инверсию и возникает широтное Надым-Пурское поднятие. Общая мощность чехла достигает 7 - 8 км. Чехол смят в пологие, относительно изометричные складки. Антиклинальные структуры служат ловушками крупных залежей углеводородов; кроме того, выявлено большое количество ловушек неантиклинального типа в клиноформах неокомских образований.

Х.1.4. Таймыр и Северная Земля

Таймырская покровно-складчатая система расположена на крайнем севере Средней Сибири. К югу она надвинута на край Сибирского кратона, а к северу ее продолжает арх. Северной Земли. Последний, по всей видимости, представляет фрагмент древнего континента Родинии. Таймыр и Северный о-в Новой Земли соединены подводным порогом, на котором возвышается о-в Свердруп; одновременно этот порог разделяет северную и южную впадины Карского моря. Крупный правый сдвиг северо-западного простирания смещает таймырские и новоземельские структуры относительно друг друга.

Таймырская складчатая система с юга на север подразделяется на три зоны.

Южно-Таймырская зона надвинута на Енисей-Хатангский прогиб Сибирского кратона. Зона сложена мощной толщей отложений возрастом от раннего палеозоя до низов триаса включительно. Шельфовые карбонаты снизу вверх сменяются флишоидной формацией, а затем - параллической угленосной, которая накапливалась в конце ранней-в поздней перми. Последняя формация слагает основной объем пород описываемой зоны. Разрез на западе зоны завершается траппами конца перми-низов триаса, которые имеют сходство с траппами Тунгусской синеклизы.

Породы Южно-Таймырской зоны деформированы в складки и надвиги с южной вергентностью. Эти деформации развивались с конца триаса до начала мела, с запада на восток. В современном рельефе зона выражена хребтом Бырранга. Южно-Таймырская зона через южную часть моря Лаптевых и Лено-Анабарский прогиб связана с Верхоянской системой.

Центрально-Таймырская зона построена очень сложно. Здесь широко развиты покровно-надвиговые чешуи и пластины, состоящие из отложений аккреционного комплекса. В составе комплекса имеются поздне-рифейские офиолиты и островодужные вулканиты, метаморфизованные и гранитизированные в начале венда, вендско-нижнекембрийская моласса и образования палеозойского чехла. Среди надвиговых пластин встречаются глубокометаморфизованные породы спорного происхождения. По *Главному Таймырскому надвигу* все они шарьированы с севера на ордовикско-девонские шельфовые и глубоководные отложения.

По крупному разлому на Центрально-Таймырскую зону надвинута *Северо-Таймырская*. Она сложена преимущественно верхнерифейской флишоидой толщей, испытавшей зональный метаморфизм в два этапа - в ранней и поздней перми.

Верхнерифейский метаморфический комплекс Северо-Таймырской зоны продолжается в восточной половине арх. Северная Земля (о-в Большевик и восток о-ва Октябрьской Революции). Этот комплекс трактуется как накопившийся на склоне и континентальном подножье гипотетического Карского массива. Последний может составлять восточную часть Свальбардской плиты Баренцевоморского региона, а глубокометаморфизованные породы покровов Центрально-Таймырской зоны представлять собой отторженцы ее основания. Верхнерифейский комплекс на северо-западе архипелага погружается под вендско-кембрийскую молассу и пестроцветные гипсоносные отложения ордовика, смятые в крупные пологие складки. На них несогласно залегают мелководные и лагунно-морские, часто гипсоносные породы силура-девона.

История развития региона Таймыра-Северной Земли до конца не расшифрована. Она, вероятно, началась с распада Родинии и образова-

ния бассейна с океанской корой (офиолиты Центрального Таймыра). Этот бассейн между Карским эпигренвильским континентом и Сибирским кратоном мог служить переходным звеном между Палеоазиатским океаном и Палеопацификом: Южно-Таймырская зона через южную часть моря Лаптевых и Лено-Анабарский прогиб связана с Верхоянской системой. Вулканическая дуга, возникшая в бассейне в позднем рифее, в начале венда столкнулась с окраиной Сибирского кратона. Следующая коллизия - между Карским и Сибирским континентами - имела место с конца перми до середины триаса. В Северо-Таймырской зоне в это время происходит внедрение гранитоидных плутонов, и возникают дислокации Южно-Таймырской зоны. В последней деформации развиваются до начала мела, что связано, вероятно, с поддвигом Сибирского кратона под Таймыр.

Х.1.5. Центральный Казахстан и Тянь-Шань

Центральноказахстанско-Тяньшаньский сегмент занимает ключевую позицию в пределах Урало-Охотского пояса. От Алтая и Саяна на востоке он отделен Обь-Зайсанской позднегерцинской зоной складчатости. На севере и северо-западе структуры сегмента погружаются под чехол Западно-Сибирской плиты, Тургайского прогиба и Туранской плиты. На юго-западе он ограничен погребенным продолжением древней Таримской плиты.

В рамках указанного сегмента можно выделить три мегазоны: Казахстано-Киргизский древний срединный массив (микроконтинент Палеоазиатского океана), переработанный раннекаледонскими движениями; покровно-складчатую Тяньшаньскую каледоно-герцинскую систему, испытавшую неотектоническое обновление, и каледониды северо-восточного Казахстана с примыкающими к ним с юга герцинидами Джунгарии.

Казахстано-Киргизский микроконтинент в палеогеографической литературе часто именуется *Казахстанией*. Он является самым крупным древним массивом в западной части пояса и в меридиональном направлении протягивается почти на 1500 км. Фундамент микроконтинента обнажается на отдельных участках, иногда рассматриваемых в ранге самостоятельных массивов (Кокчетавский, Мулюкский и др.). Предельно древние датировки пород фундамента дают возраст в 2,6 - 2,4 млрд. лет. Эти цифры получены в киргизском Северном Тянь-Шане, входящем в состав микроконтинента (рис. 22). Здесь породы метаморфизованы до амфиболитов и гранулитов.

В среднем протерозое массив подвергся рифтингу. В рифтах накапливались карбонатно-терригенные и бимодальные вулканогенные породы. Выполнение этих прогибов было смято и интродуцировано гранитоидами в гренвильскую эпоху (1,1 - 1 млрд. лет назад). Накопление осадочного

чехла продолжилось в позднем рифее, венде и кембрии. В позднем кембрии-девоне Казахстан отделяла Палеоазиатский океан от его окраинного моря - Палеоуральского бассейна. Микроконтинент испытал влияние каледонских деформаций (столкновение с микроконтинентом Срединного Тянь-Шаня), а со среднего карбона и до конца перми прошел через длительную эпоху герцинских деформаций, связанную с его столкновением с Балтикой и Сибирью при образовании континента Лавразии - части вегенеровской Пангеи. На неотектоническом этапе южная окраина микроконтинента испытала интенсивные воздымания, обусловленные внедрением Индостанского индентора, и сформировала Северо-Тяньшаньский ороген.

Тяньшаньская покровно-складчатая каледоно-герцинская система имеет длину порядка 3,5 тыс. км, ширину почти 300 км и занимает территории Казахстана, Узбекистана, Киргизии и северо-западного Китая. С востока это звено Урало-Охотского пояса обрезано *Джунгарским правым сдвигом*, который возник в позднем палеозое и до сих пор проявляет активность. Северной границей Тянь-Шаня служит Казахстано-Киргизский микроконтинент, южной - Таримская платформа и тетические цепи Памира. На западе структуры Тянь-Шаня погружаются под чехол Туранской плиты.

Крупный *Таласо-Ферганский разлом* (правый сдвиг) с северо-западным простираением, имеющий северное продолжение в хр. Каратау, расчленяет Тянь-Шань на Западный и Восточный.

В поперечном сечении Тянь-Шань подразделяется на Северный, Срединный и Южный. *Северный Тянь-Шань*, как уже говорилось, представляет собой неотектонически активизированный край Казахстано-Киргизского микроконтинента.

Мегазона Срединного Тянь-Шаня наиболее четко выделяется в Киргизии, восточнее Таласо-Ферганского разлома. Она ограничена сутурами, которые сливаются воедино в северо-западном Китае. Граница между Северным и Срединным Тянь-Шанем, ранее известная как "линия Николаева", ныне называется *Киргизско-Терксейской*. Она отвечает шву возникшего в венде или кембрии и замкнувшегося в ордовике одноименного малого океанского бассейна. Граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем носит название *Атбаши-Иныльчекской*; на территории Китая, где описываемая мегазона выклинивается, эта сутура разделяет Северный и Южный Тянь-Шань.

В историческом плане Срединный Тянь-Шань занимает промежуточное положение между преимущественно каледонскими структурами Северного Тянь-Шаня и практически полностью герцинским Южным Тянь-Шанем; соответственно, эта мегазона подверглась и тем, и другим деформациям. С венды или начала кембрия он являлся самостоятельным микроконтинентом, который на западе продолжается в

виде Сырдарьинского погребенного докембрийского блока и Зауральской зоны.

В основании Срединного Тянь-Шаня лежит раннедокембрийский фундамент, который обнажается к югу от оз. Иссык-Куль. Фундамент перекрыт позднедокембрийско-раннепалеозойским шельфовым чехлом, очевидно, не в коренном залегании. Океанский бассейн, отделявший эту мегазону от Казахстана, развивался от конца венда до карадока, после этого он замкнулся из-за субдукции его литосферы под Северный Тянь-Шань. Процесс субдукции сопровождался формированием вулканического пояса на северо-тяньшаньской окраине.

При замыкании океана и коллизии Северо- и Срединно-Тяньшаньского микроконтинентов в позднем ордовике произошла обдукция офиолитов на окраину первого из них, возникла общая складчатость, завершившаяся в силуре внедрением гранитоидов. С образованием в раннем девоне единой аггломерации Казахстано-Киргизского, Северо-Тянь-

Рис. 22. Тектоническая схема Центрально-Азиатского складчатого пояса (по А.А. Моссаковскому и др., с дополнениями В.Е. Хаина):

1 - платформы и микроконтиненты: С - Сибирская платформа, П - Протеросаян, К - Канская, Г - Гарганская, М - Муйская "глыбы", Т - Таримская, СК - Северо-Китайская платформы, Кч - Кокчетавский, У - Улытауский, АМ - Актау-Моинтийский, И - Илийский, СТ - Северо-Тяньшаньский, ЦТ - Центрально-Тяньшаньский, Д - Джунгарский, ТМ - Тувино-Монгольский, Дх - Дзавханский, ЦМ - Центрально-Монгольский, ЮГ - Южно-Гобийский, Ц - Цайдамский, ХБ - Хингано-Буреинский, Хк - Ханкайский массивы, СКр - Сино-Корейский щит. 2 - 4 - аккреционные складчатые системы: 2 - позднерифейские: ВС - Восточный Саян, Ол - Олоkitская зона; 3 - салаирские: КА - Кузнецкий Алатау, БК - Батеневский кряж, ЗС - Западный Саян, ВТ - Восточно-Тувинская, Ад - Агардакская, Дд - Джидинская, Оз - Озерная зоны; 4 - каледонские: Бн - Байконурская, Кт - Каратауская, ДН - Джалаир-Найманская, Ас - Атасуйская, Тт - Тектурмасская, Сп - Степнякская, Е - Ерементаская, Б - Божекульская, Ч - Чингизская зоны, С - Салаир, АГ - Горный Алтай, МА - Монгольский Алтай, Бх - Баянхонгор, Бш - Бэйшань, ШМ - Шар-Мурэн, Ок - складчатая зона Окчхон. 5, 6 - остаточные или наложенные прогибы: 5 - каледонские: А - Агадырский, АЧ - Ануйско-Чуйский; 6 - герцинские и постгерцинские: Пб - Прибалхашский, Хг - Хангайский, Хт - Хэнтэйский, Тц - Тамцагский, ЗБ - Зейско-Буреинский, Хб - Хабаровский, ССл - Синеклиза Суньяло. 7 - 11 - коллизионные складчатые системы и сuture: 7 - каледонские: КЕ - Киргизско-Терская, ГА - Гоби-Алтайская; 8 - герцинские: ТА - Туркестано-Алайская, З - Зайсанская, ЮМ - Южно-Монгольская, Х - Хегешаньская; 9 - индосинийские и позднегерцинские: СЛ - Солонкер-Линьсийская, ЗК - Западный Куньлунь, СП - Северный Памир; 10 - киммерийские; 11 - альпийские; 12 - мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса; 13 - Предкуньлуньский прогиб, 14 - границы задугового бассейна Японского моря, 15 - ось спрединга Японского моря. 16 - важнейшие разломы: а - достоверные, б - предполагаемые

шаньского и Срединно-Тяньшаньского микроконтинентов на последнем началось накопление грубой красноцветной молассы. С фамена тектонические движения ослабевают, и в пределах мегазоны образуется мелководная карбонатная платформа. Платформа возникла за счет трансгрессии с юга, где в то время активно развивался Туркестанский океанский бассейн, входивший в состав Палеоазиатского в качестве окраинного моря. В конце раннего-начале среднего карбона кора Туркестанского бассейна стала субдуцировать к северу, возник новый вулканно-плутонический пояс, уже вдоль окраины Срединно-Тяньшаньского блока. Пояс эволюционировал в течение всего позднего палеозоя. Таким образом, замыкание Палеоазиатского океана в рамках Центрально-Азиатского сегмента Урало-Охотского пояса происходило с севера на юг. В результате двух эпох деформаций - каледонской и герцинской - Срединный Тянь-Шань приобрел дивергентную структуру, с надвиганием как к северу, так и к югу.

Мегазона Южного Тянь-Шаня отличается относительным постоянством строения на всей своей протяженности в 3500 км. С севера ее ограничивает Атбаши-Иныльчекская офиолитовая сутура - продукт замыкания Туркестанского океанского бассейна. Ее лучшие обнажения наблюдаются в Южной Фергане.

Южный Тянь-Шань имеет типичную покровную структуру, причем надвигание покровов в основном происходило в южном направлении. Нижние покровы сложены карбонатами мелководной платформы - чехла древнего Алайского микроконтинента. В Западном Тянь-Шане они перекрывают верхнепалеозойский флиш, в Восточном Тянь-Шане этот флиш подстилается мощным терригенным девоном и маломощным глубоководным нижним карбоном склона Тарима. На карбонатах покрова лежит флишево-olistostromовая формация среднего-верхнего карбона, перекрытая еще тремя пакетами покровов, среди которых наблюдаются силурийско-девонские метаморфические породы и офиолиты. Весь покровный комплекс был сложно деформирован в ранней перми, образовав чередование син- и антиформ. Одновременно произошло внедрение гранитоидов. В тылу складчатой зоны (Ферганская впадина, Кызылкумы) возник молассовый прогиб. В сакмарском веке ранней перми структура еще более усложнилась за счет формирования складок горизонтального изгиба и левосторонних продольных сдвигов. Одним из характерных их примеров служит Таласо-Ферганский, который демонстрирует активность до настоящего времени.

В Западном Тянь-Шане на самом юге выделяется *Гиссаро-Восточно-Алайский пояс*, где покровы характеризуются северной вергентностью. За небольшими исключениями состав и возраст пород в покровах близки к описанным выше, однако последовательность покровных пластин здесь столь детально не расшифрована. В гипсометрически самых высо-

ких покровах здесь присутствуют фрагменты офиолитов ранне-средне-палеозойского возраста, принадлежащие располагавшемуся южнее Зеравшанскому "океану" - окраинному морю, но уже Палеотетиса. С юга эта зона сопровождается тыловым Каракульским прогибом. С юга на него надвинут *Южно-Гиссарский карбон-пермский вулкано-плутонический пояс*, в состав которого входит огромный Гиссарский батолит. Пояс наложен на северный край *Каракумо-Таджикского микроконтинента*, имеющего докембрийский фундамент и чехол возрастом от позднего ордовика до среднего девона включительно. Пояс формировался в процессе субдукции литосферы Зеравшанского "океана" под Каракумо-Таджикский микроконтинент.

Туркестанский бассейн с конца венда отделял Казахстано-Киргизский микроконтинент от Таримского континента на востоке и Алайского микроконтинента на западе. Субдукция литосферы Туркестанского бассейна под Казахстанию началась в раннем девоне, и полностью океанская кора была поглощена в среднем карбоне. После этого Таримский, Казахстано-Киргизский и Алайский континентальные блоки испытали коллизию, с сопутствующей альпинопипной субдукцией под Казахстанию. Со среднего карбона и до конца перми в Южном Тянь-Шане имела место орогенная фаза развития. Становление покровно-складчатой структуры Южного Тянь-Шаня сопровождалось внедрением гранитоидов в конце карбона-перми.

С триаса и на протяжении более 200 млн. лет, до начала олигоцена Тянь-Шань характеризовался платформенным режимом развития, составляя южную окраину молодой Туранской плиты. Спокойный тектонический режим в средней юре и раннем мелу прерывался небольшими всплесками активности, отражавшими события в более южной Тетической области.

В олигоцене начинается неотектонический этап развития Тянь-Шаня, связанный с распространением напряжений сжатия на север от коллизионного шва между Индостаном и Евразией. Происходит быстрое поднятие Тянь-Шаня, достигшее кульминации в среднечетвертичное время. Одновременно возникают молодые северовергентные складчато-надвиговые дислокации; между растущими хребтами формируются *Ферганская и Таджикская молассовые впадины*.

Х.1.6. Северо-восток Центрального Казахстана и Джунгария

Эта сложно построенная область располагается к востоку и северо-востоку от Казахстано-Киргизского микроконтинента и Тянь-Шаня (см. рис. 22). Северная часть этой области, принадлежащая Центральному Казахстану, завершила свое развитие к девону (каледониды), а более южная, Джунгарская, часть - в позднем палеозое (герциниды). Границей между этими зонами служит девонский краевой вулкано-плутоничес-

кий пояс, западной своей половиной примыкающий к Казахстано-Киргизскому микроконтиненту. Отдельные структурные элементы этой области имеют разные простирания. Такая “мозаика” отражает ее вторичное происхождение и возникла в результате сдвигового расчленения первичных структур. Среди этих сдвигов ведущая роль принадлежит *Центрально-Казахстанскому меридиональному разлому*, простирающемуся от Павлодара к оз. Балхаш.

В северной, каледонской зоне наблюдается скопление офиолитовых поясов вендско-ордовикского возраста окраинноморского происхождения, островодужных вулканитов кембрия-ордовика и фрагментов Казахстано-Киргизского микроконтинента, отчлененных рифтингом. Данный коллаж разнородных элементов в основном сформировался в таконскую эпоху диастрофизма, в позднем ордовике. Значительные деформации имели место в середине среднего девона (т. н. тельбесская фаза).

Джунгарская, или Джунгаро-Балхашская, складчатая система подразделяется на *Западно-Джунгарскую*, *Восточно-Джунгарскую* и *Южно-Джунгарскую* системы, разделенные разломами. Все они возникли в результате эволюции Джунгаро-Балхашского малого океанского бассейна (залива Палеоазиатского океана), развивавшегося со второй половины силура до конца визе. Первичная океанская кора этого бассейна ныне представлена офиолитами девонского и, возможно, несколько более древнего возраста. Южная Джунгария является продолжением мегазоны Южного Тянь-Шаня по другую сторону Джунгарского разлома. Деформации начались в среднем карбоне или непосредственно перед ним; пермь представлена молассами. Породы, включая молассы, пронизаны гранитоидными интрузиями. Самые последние позднегерцинские деформации произошли в конце перми в Южно-Джунгарской системе. На неотектоническом этапе она была частично надвинута на *Джунгарскую впадину*. Эта впадина облекается периферическими складчатыми системами и, по-видимому, имеет в основании докембрийский массив. Она начала прогибаться в перми и с тех пор заполнялась континентально-озерными, угленосными и красноцветными осадками, суммарная мощность которых достигла 15 км.

Х.1.7. Алтае-Саяно - Монгольская область

Эта область в целом располагается северо-восточнее Центрально-Казахстанско - Тяньшаньской. Ее северо-восточным ограничением служит Сибирский кратон, а на северо-западе она через Енисейский кряж погружается под чехол Западно-Сибирской плиты. Восточное ограничение области довольно условно проводится по смене структурных простираний приблизительно на меридиане западного окончания оз. Байкал: северо-западные и широтные простирания, свойственные описы-

ваемой области, меняются на юго-западные, присущие Монголо-Охотской области.

В рамках Алтае-Саяно - Монгольской области выделяют несколько складчатых систем.

Енисейско-Саянская складчатая система от Сибирского кратона отделена общим *Присаяно-Енисейским прогибом*, в котором мощность позднерифейско-раннекембрийской молассы достигает 4 км. *Енисейский кряж*, входящий в состав системы, протягивается по правобережью Енисея и имеет нижнепротерозойский кристаллический фундамент Сибирского кратона. Фундамент выступает в ядрах отдельных антиклинориев. Фундамент перекрыт рифейскими образованиями, в основании которых присутствуют бимодальные вулканиты - свидетели рифтинга. Выше лежит мощная (8 - 10 км) толща средне-верхнерифейских отложений шельфового и склонового происхождения. В начале позднего рифея происходило внедрение гранитов. Это событие повторилось в середине позднего рифея. Одновременно породы испытали слабый метаморфизм. На западе кряжа комплекс частично перекрыт шарьяжами офиолитов и островодужных вулканитов позднего рифея. Их обдукция имела место 700 - 600 млн. лет назад.

Южным географическим продолжением Енисейского кряжа является *Восточный Саян*. От прилегающего Канско-Бирюсинского выступа фундамента Сибирского кратона Восточный Саян отделен *Главным Саянским разломом* - правосторонним сдвигом северо-западного простиранья. Восточнее разлома располагается зона прогибов: рифейского и наложенного на него на востоке вендско-кембрийского. В первом из них рифей мощностью до 6 км представлен сильно дислоцированными метапелитами с прослоями карбонатов и основных вулканитов. Венд сложен молассой, а кембрий имеет карбонатно-терригенный состав. Общая их мощность достигает 7 км. Эти отложения дислоцированы слабо.

Оба прогиба выклиниваются к юго-востоку, и здесь с Главным Саянским разломом граничит *Дербинский "антиклинорий"*, занимающий центральное место в структуре и рельефе Восточного Саяна. Это поднятие сложено глубокометаморфизованными и сильно дислоцированными среднепротерозойскими породами, которые несогласно перекрыты верхним рифеем. Возраст гранитов, интродуцирующих оба эти комплекса, определен в 860 млн. лет. Дербинское поднятие иногда рассматривается как микроконтинент Палеоазиатского океана.

Юго-западное крыло Восточного Саяна частично перекрыто Минусинской межгорной впадиной. Эта часть орогена сложена более молодыми породами - от венда до начала ордовика. Среди них имеются офиолиты и островодужные вулканиты. Завершилось формирование Восточного Саяна в девоне, когда произошло внедрение субщелочных гранитоидов и возникла молассовая Рыбинская впадина.

К юго-востоку от Восточного Саяна (в современных координатах) в позднем рифее-среднем кембрии существовал ряд окраинных бассейнов с океанской корой, частично разобщенных древними микроконтинентальными блоками и трансформными разломами. Следы этих бассейнов ныне обнаруживаются на территории восточной Тувы и в *Озерной зоне Западной Монголии* в виде офиолитов и фрагментов островодужной ассоциации. Между Восточно-Тувинским бассейном и бассейном Озерной зоны пролегла крупная Ханхухэйская трансформа, сыгравшая большую роль в развитии структуры Монголии. Эта зона, в виде правого сдвига, сохраняет современную активность. К раннему ордовика все эти малые океанские бассейны замкнулись, а их вулканические дуги нарастили окраины микроконтинентов. Процесс сопровождался внедрением раннеордовикских гранитоидов. Соответствующий этап тектогенеза носит название салаирского.

Область проявления салаирского тектогенеза кроме описанного региона охватывает всю северо-западную часть Алтае-Саянской области (Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау и Горную Шорию) и продолжается на юг вдоль восточных склонов Монгольского Алтая.

Салаириды образуют две полосы, разделенные Минусинским межгорным прогибом, который развивался с девона. Южнее этого прогиба располагается вулканическая дуга широтного простиранья, а еще далее к югу - *Западно-Саянское складчатое сооружение*, также ограниченное с юга вулканической дугой. Этот ороген возник на месте остаточного среднекембрийско-раннесилурийского междугового бассейна, который был заполнен более чем 10-километровой флишоидной толщей. Перед силуром осадочное выполнение бассейна подверглось складчатости, после чего в позднем силуре - раннем карбоне поверх складчатого комплекса накопилась вулканогенно-обломочная, частично паралическая моласса. В современной структуре Западный Саян выражен в виде горст-синклинория, на который с двух бортов надвинуты салаирские шовные поднятия - бывшие вулканические дуги. Крупные плутоны гранитоидов интродировали Западный Саян в силуре и девоне; отсюда вся структура по возрасту рассматривается как позднекаледонская.

Западно-Саянская система замыкается на востоке, а на юго-западе сливается с разновозрастной структурой Монгольского Алтая. Частично они разделены *Ануйско-Чуйским прогибом* на севере. Прогиб выполнен образованиями возрастом от позднего кембрия по ранний карбон с разнообразным составом (флиш, вулканиты, черные сланцы).

Основной структурой Алтае-Саянской области является *Алтайская*. С территории Казахстана и России она к юго-востоку уходит в пределы Китая и Монголии. На российской территории она состоит из *каледонского Горного и герцинского Рудного Алтая*. Каледонский Горный и Монгольский Алтай Н.Л. Добрецовым и Н.А. Берзиным рассматриваются как

крупный микроконтинент. В основании этих сооружений выступают метаморфиты, возможно, докембрия, а также вендско-нижнекембрийские офиолиты, которые перекрыты кремнисто-сланцевым чехлом, интенсивно дислоцированным и метаморфизованным до зеленых сланцев в каледонскую эпоху. Наложённые на этот каледонский этаж мульды и прогибы заполнены молассой среднего ордовика-среднего девона.

Между Горным Алтаем и позднегерцинской Зайсан-Гобийской системой (см. ниже) расположена герцинская зона *Рудного Алтая*. От Зайсан-Гобийской системы ее отделяет позднепалеозойская Иртышская шовная зона. Рудно-Алтайская зона, представляющая собой краевой вулканоплутонический пояс, развивалась с начала среднего девона по ранний карбон на каледонском основании, составлявшем единое целое с основанием Горного Алтая. Мощность слагающих эту зону пород достигает 15 - 18 км. В позднем палеозое произошло общее поднятие, за которым последовало внедрение гранитоидов.

Невысокий *Салаирский кряж* образует северо-западное окончание Алтае-Саянской области. Его сложное строение обусловлено несколькими надвиговыми пластинами, перемещенными к востоку. В пластинах наблюдаются породы возрастом от венда-раннего кембрия до раннего карбона включительно. Самые древние породы выражены офиолитовой ассоциацией и явно испытали влияние салаирского тектогенеза. Завершающими деформациями были позднегерцинские, во время которых Салаирский кряж был надвинут на смежную крупную впадину - *Кузнецкий бассейн*. Бассейн начал формироваться с накопления живетско-раннекарбоновой мелководно-морской формации, но основная часть выполнения бассейна включает почти 10-км позднепалеозойскую угленосную формацию. Ее перекрывают траппы триасового возраста, а за ним следует еще одна, юрская, угленосная толща.

Вторая крупная впадина - *Минусинская* - примыкает к Восточному Саяну. По строению и времени формирования она близка к Кузнецкому бассейну.

Таким образом, Алтае-Саянская область прошла через салаирскую, каледонскую и герцинскую эпохи складчатости и завершила развитие с образованием Кузнецкой и Минусинской впадин.

Х.1.8. Зайсан-Гобийская складчатая система

На территории России и Казахстана эта система известна под названием *Обь-Зайсанской (Иртыш-Зайсанской)*, а во Внутренней Монголии Китая и в Монголии - как *Южно-Монгольская*. После завершения ее развития в самом конце палеозоя большая, центральная часть Урало-Охотского океана прекратила свое существование.

На севере структуры системы скрыты под чехлом Западно-Сибирской плиты, где бурением они прослежены до широт Норильска. Об-

ширные обнажения пород системы наблюдаются в Восточном Казахстане (район оз. Зайсан и бассейн р. Иртыш). Здесь видно, что она отделена разломами от смежных герцинских систем.

В ее пределах выделяются три зоны. Самая южная из них похожа по строению на Рудный Алтай и представляет собой живетско-визейский вулканоплутонический пояс, наложенный на каледонское основание. На границе раннего и среднего карбона зона испытала деформации, поднятие и была интродуцирована гранитоидами.

Центральное положение занимает *Чарская зона*, маркирующая главную сутуру Палеоазиатского океана. В целом зона сложена мегамеланжем, включающем офиолиты ордовикско-раннедевонского возраста и метаморфиты высокого давления.

Северная зона, прилегающая к Рудному Алтаю, соответствует палеоаккреционной призме подножья Рудно-Алтайского вулканоплутонического пояса и состоит из интенсивно дислоцированного терригенного среднего девона-нижнего карбона.

Накопление моласс в пределах российского сегмента зоны началось со среднего карбона и продолжалось вплоть до среднего триаса. В поздней перми-начале триаса на северо-западе сегмента проявился интенсивный наземный бимодальный вулканизм повышенной щелочности. Вышележащие отложения (по мел включительно) представлены угленосными образованиями и красноцветами.

Обь-Зайсанская система продолжается к юго-востоку на территорию Китая, сливаясь с продолжением джунгарских герцинид, а затем сочленяется с *Южно-Монгольской системой*, относительно которой она смещена Гоби-Алтайским диагональным сдвигом. Южно-Монгольская система в виде дуги окаймляет каледониды Центральной Монголии.

Структура этой системы очень сложная; четыре выделяемые в ее рамках зоны и их подзоны расчленены преимущественно южновергентными надвигами и покровами, проявляющими современную сейсмическую активность. Две северные зоны очевидно заложены на каледонском складчатом основании, которое, в свою очередь, представляет собой продукт переработки докембрийского фундамента отторженца Центрально-Монгольского микроконтинента. Здесь присутствуют офиолиты раннего ордовика-силура. В позднем силуре эти зоны превратились в пассивную окраину возникшего к югу довольно широкого (~ 1500 км) океанского бассейна, соответствующего осевой части Палеоазиатского океана (*Заалтайская зона*). Бассейн существовал до конца девона и с юга был ограничен *Южно-Гобийским микроконтинентом*. Литосфера Заалтайского океана с девона субдуцировала как к северу, так и к югу, и процесс субдукции создал краевые вулканоплутонические пояса на центрально-монгольской и южно-гобийской окраинах. В самом бассейне формировались энсиматические вулканические дуги.

Заалтайский бассейн замкнулся в раннем карбоне за счет столкновения Южно-Гобийского микроконтинента с более северными континентальными массивами. При этом южнее микроконтинента раскрылся новый, *Внутренне-Монгольский океанский бассейн*, который стал играть роль осевого в системе Палеоазиатского океана. Окончательное замыкание океанских пространств происходит в поздней перми, поэтому вся эта система рассматривается как позднегерцинская.

Х.1.9. Монголо-Дунбэйская область

Эта область слагает восточную часть Урало-Охотского пояса, восточнее 104° в. д. (восточнее меридиана западного края оз. Байкал). На востоке она или сливается с Тихоокеанским поясом, или отделяется от последнего древними континентальными блоками. Монголо-Дунбэйская область в целом расширяется в сторону Тихого океана, при этом простираясь ее северных структур становятся северо-восточными, а южных сначала сохраняются субширотными, а потом, приближаясь к побережью Охотского и Японского морей, также разворачиваются к северо-востоку. Северная граница пояса образована неровным краем Сибирского кратона, в который вдается Байкало-Патомская дуга, принадлежащая описываемому поясу. Основание дуги на юге ограничено Главным Монголо-Охотским разломом, который к востоку продолжается вдоль южного края Алдано-Станового щита.

В пределах Монголо-Дунбэйской области выделяют ряд складчатых систем и разделяющих их микроконтинентов.

Байкало-Патомская дуга полого надвинута на ангарскую часть Сибирского кратона и на Алданский щит, при этом в последнем случае надвигание имеет место по Жуинскому разлому, имеющему правосдвиговую компоненту. Надвигание происходило в течение нескольких фаз. Вершина Байкало-Патомского ороклина вдается в Уринский авлакоген кратона, имеющий север-северо-восточную ориентировку. Этот авлакоген зародился, по-видимому, в конце среднего-начале позднего рифея, расколов кратон на Ангарский и Алданский мегаблоки.

От вершины дуги к югу прослеживаются несколько зон, выполненных отложениями позднерифейского возраста, которые показывают последовательное углубление бассейна седиментации: от образований шельфа на окраине Сибирского кратона до *Байкало-Муйского офиолитового пояса*, соответствующего ложу океана того времени. Офиолиты ассоциируются с островодужными вулканитами.

Центральное положение в Байкало-Патомской дуге занимает *Баргузинский микроконтинент*. Он составляет восточное продолжение других микроконтинентов Палеоазиатского океана, в частности, Гаргано-Хамардабанского. Основную площадь микроконтинента слагает внедренный в его докембрийский фундамент огромный среднепалеозойский

Баргузино-(Ангаро)-Витимский батолит. Докембрийский фундамент перекрыт мощным рифтогенным вендом и карбонатами нижнего-среднего кембрия. Ордовикско-силурийский и, предположительно, девонский флиш на юге микроконтинента может залегать в виде покровов, надвинутых с юга.

Баргузинский микроконтинент с юга отделен разломом от раннепалеозойской *Еравнинской островной энсиматической дуги*. Эта дуга непосредственно продолжает к восток-северо-востоку Джидинскую островную дугу Северной Монголии. В *Джидинской зоне* наблюдаются венд-раннекембрийские офиолиты и раннекембрийские островодужные офиолиты, а в Еравнинской зоне к ним добавляются ордовикско-силурийские островодужные вулканиты. С юга Еравнинскую зону ограничивает *Малханов-Яблоновский микроконтинент*. Его раннедокембрийский фундамент перекрыт вендско-кембрийскими вулканитами и прорван раннепалеозойскими гранитоидами. На микроконтинент наложен позднепалеозойско-триасовый *Селенгино-Витимский вулcano-плутонический пояс*. Последний является результатом субдукции литосферы Монголо-Охотского океана к северу.

Гоби-Хинганская складчатая система служит прямым восточным продолжением Южно-Монгольского сегмента Зайсан-Гобийской системы, но в отличие от первой, ориентированной субширотно, имеет северо-восточное простирание. Она пересекает Восточную Монголию и западную часть северного Китая (Дунбэй) и выходит на российскую территорию, всё более изгибаясь к северу. Периферийные части системы окаймлены большей частью древними микроконтинентальными блоками. Внешние зоны Гоби-Хинганской системы частично подстилаются салаирским складчатым основанием.

Дислокации в системе очень интенсивные; присутствуют надвиги и даже покровы. Центральная зона системы сложена силурийско-раннекарбоновыми породами офиолитовой и островодужной ассоциаций и мощной терригенно-кремнистой толщей того же возраста. Вулканиты принадлежат двум островным дугам: энсиалической на северо-западе и энсиматической на юго-востоке. Перекрывающая моласса имеет позднепалеозойско-триасовый возраст. В целом эта система по структуре напоминает Южно-Монгольскую и относится к поздним герцинидам.

Внутренне-Монгольско - Дунбэйская складчатая система, подобно вышеописанной, начинается на крайнем юго-востоке Монголии, расширяется к востоку во Внутренней Монголии и Дунбэе и протягивается через территорию России на крайний север Кореи. На севере она ограничена Ханкайским (от оз. Ханка на границе РФ и Китая) и Буреинским массивами (микроконтинентами), а на юге - узкой полосой каледонид, отделяющих ее от Сино-Корейского кратона. Система вдоль простирания подразделяется на отдельные зоны. В целом по строению она напоминает

Гоби-Хинганскую, в основании часто наблюдается салаирский складчатый комплекс, вышележащие отложения нарушены надвигами и шарьяжами. Однако здесь морские условия сохранялись до конца перми. Морской бассейн, судя по присутствию офиолитов, вероятно, раннекарбонного возраста, подстилался океанской корой. Разрез прорван интрузиями гранитоидов и граносиенитов, возраст которых в разных зонах варьирует от преддевонского до позднепермского. Общая структура этой системы сформировалась в позднегерцинскую фазу диастрофизма.

Система *Большого Хингана* длиной почти 1000 км несогласно наложена на палеозойские структуры Гоби-Хинганской и Внутренне-Монгольско - Дунбэйской систем. Генетически она представляет собой юрско-меловой вулканоплутонический пояс, простирающийся в северсеверо-восточном направлении. В строении пояса принимают участие три комплекса континентального происхождения: (1) нижне-среднеюрский вулканогенно-осадочный (вулканиты, главным образом андезиты), молассоидный; (2) верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенный, андезитового состава внизу и более кислого выше по разрезу; (3) несогласно залегающая и почти недеформированная позднемеловая базальтовая ассоциация. В целом вулканиты относятся к известково-щелочной серии и, как считается, обязаны своим происхождением зоне пологой субдукции со стороны малого океана, существовавшего в юрском мелу в области современного Сихотэ-Алиня.

Х.1.10. Монголо-Охотская складчатая система

Эта система длиной около 2000 км и шириной до 300 км берет начало в Центральной Монголии и продолжается к северо-востоку в Забайкалье и Приамурье, завершаясь в районе Сахалинского залива Охотского моря. Южным ее ограничением служит полоса древних микроконтинентов - Керулен-Аргунского, Гонжинского, Мамынского и Буринского. В пределах системы можно выделить два сегмента: Монголо-Забайкальский на западе и более восточный Амуро-Охотский.

Монголо-Забайкальский сегмент начинается в Центральной Монголии с глубокого (10 - 11 км) *Хангайского (Даурского) прогиба*, заполненного толщей турбидитов нижнего девона-нижнего карбона. На западе прогиб наложен на край Центрально-Монгольского микроконтинента. По всей видимости, заложению прогиба предшествовал рифтинг, достигший стадии формирования океанской коры. Возникший глубоководный бассейн выступал в качестве краевого по отношению к вулканоплутоническому поясу северной окраины Южно-Монгольского океана. При коллизии Центрально-Монгольского и Малхано-Яблонового микроконтинентов в конце палеозоя отложения этого прогиба испытали интенсивную позднегерцинскую складчатость и были интродуцированы гранитоидами.

Центральное положение в Монголо-Забайкальском сегменте занимает *Борзинская зона*, которая от описанной выше отделена Ононским тектоническим покровом. Здесь установлены позднеерифейские и девонско-карбоновые офиолиты; развитие зоны продолжалось до средней юры и сопровождалось формированием литодинамических комплексов островной дуги и задугового прогиба и, наконец, внедрением гранитов. Таким образом, заключительные деформации в зоне были позднекеммерийскими.

Крупный разлом отделяет Борзинскую зону от *Аргунского микроконтинента*, лежащего на продолжении Центрально-Монгольского. Для глубоко метаморфизованного фундамента микроконтинента имеются раннепротерозойские датировки, но не исключено и присутствие архея. Чехол по возрасту охватывает отложения от венда до юры с многочисленными перерывами. Чехол был деформирован в каледонскую и герцинскую эпохи, но заключительной была раннекеммерийская, когда произошли последние внедрения гранитоидов.

С северо-востока Аргунский микроконтинент срезается Главным Монголо-Охотским разломом, который служит северным ограничением всей этой системы. Разлом, по-видимому, является транспрессионной структурой с правым смещением.

Амуро-Охотский сегмент продолжает вышеописанный к востоку от пережима, образованного выступами Аргунского и Годжинского древних массивов. Этот сегмент сначала имеет вид узкой (от 7 до 35 км) полосы, а затем быстро расширяется к северо-востоку и близ побережья Охотского моря примыкает к северному окончанию Сихотэ-Алиньской системы Тихоокеанского пояса. Сегмент состоит из двух звеньев: узкой части соответствует *Тукурингра-Джагдынское звено*, включающее два одноименных широтных хребта, а более широкой части - *Галамское звено*. В Тукурингра-Джагдынской зоне наблюдаются многокилометровые разрезы вулканогенно-сланцевого среднего-верхнего палеозоя с фрагментами офиолитов (которые могут быть и древнее среднего палеозоя) и флишиоидного нижнего мезозоя. Эти породы интенсивно складчаты и метаморфизованы. Основная эпоха деформаций приходится на рубеж средней и поздней юры. С поздней юры зона Тукурингра-Джагды испытала инверсию. Считается, что первоначально это звено субдуцировало под Алдано-Становой щит вдоль восточного продолжения Главного Монголо-Охотского разлома, вызвав позднемезозойский магматизм на щите.

Галамское звено к востоку расщепляется на три расходящиеся ветви, маркированные выходами палеозоя. В этом звене широкое развитие получают верхнемезозойские образования, включая обильные меловые вулканы. Две северные ветви разделены между собой позднемеловым вулканоплутоническим поясом *Торомского прогиба*, а между средней и

южной ветвями располагается широкая *Амгунская впадина*, выполненная пологоскладчатой терригенной юрой.

Х.1.11. Байкальская рифтовая система

Эта система на границе между Сибирским кратоном и Монголо-Охотской частью Урало-Охотского подвижного пояса относится к неотектоническим структурам Восточной Азии и зародилась не ранее эоцена в ответ на внедрение Индостанского индентора. Она далеко не ограничивается в распространении собственно озером Байкал, а простирается от самого юга Сибирского кратона на северо-восток в направлении Охотского моря, вероятно, составляя единое целое с Северо-Охотской рифтовой системой. На юго-западе, в Монголии, Байкальская система срезается широтным Ханкайским сдвигом. Система в основном наложена на образования Монголо-Охотского пояса. Она неоднократно меняет свое простираение от практически меридионального (в Северной Монголии, район оз. Хубсугул) до широтного к западу от оз. Байкал и до северо-восточного в своей восточной части.

Ключевым звеном системы является сложно построенный грабен (рифт) оз. Байкал (рис. 23) длиной 640 км и шириной до 80 км. Глубина озера достигает 1620 м. К более крутому западному борту рифтогенной впадины примыкают узкие и высокие Приморский и Байкальский горные хребты; восточный борт пологий, хотя также сопровождается высоким горным обрамлением. Отсюда рифт имеет асимметричное поперечное сечение.

Байкальский грабен распадается на три относительно самостоятельные впадины, разделенные диагональными поднятиями. Сбросы, ограничивающие грабен, имеют четко выраженную левостороннюю сдвиговую компоненту, которая прослеживается и в более восточных звеньях системы. По этим сдвигам выделяется до 70% общей сейсмической энергии, регистрируемой для этой системы, что дает основание многим исследователям рассматривать ее как сдвигово-раздвиговую (*pull-apart*). В целом очаги землетрясений не опускаются глубже 20 км. Общее поперечное растяжение несколько превышает 10%.

Земная кора под Байкалом сокращена до 32 - 34 км, тогда как в обрамлении ее мощность составляет 42 - 46 км. Кору под рифтом подстилает астеносферная "подушка" с пониженными скоростями прохождения упругих волн. Тепловой поток в 2 - 3 раза превышает фоновый.

Мощность осадочного выполнения рифта, по сейсмическим данным, доходит до 6 - 7 км. Половина этой величины приходится на олигоцен-нижний плиоцен - этап относительно медленного погружения, а другая половина - на верхний плиоцен-квартер (основная фаза рифтинга), когда контрастность движений резко усилилась.

Магматизм наиболее ярко проявлен на восточном фланге системы и, возможно, связан здесь с воздействием мантийного плюма.

Х.2. Палео- и Мезотетический пояс Центральной и Юго-Восточной Азии

Тетический пояс Азии имеет несколько ветвей, разделенных древними массивами. Общее омоложение складчатости в этих ветвях происходит в южном и юго-восточном направлениях.

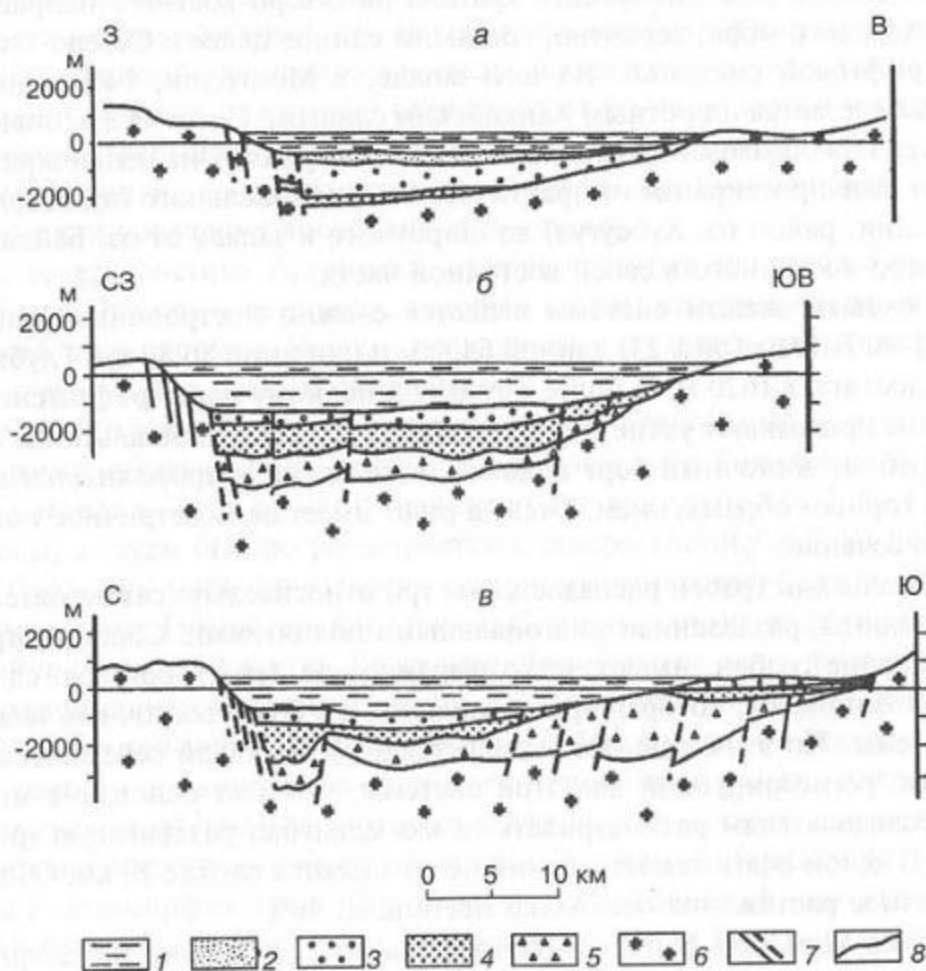


Рис. 23. Схематические геологические разрезы через Байкальский рифт (по Е.В. Артюшкову):

а - через Северный Байкал, б - через среднюю часть впадины, в - через Южный Байкал. 1 - водный слой, 2 - пески среднего и верхнего плейстоцена, 3, 4 - моласса, сформировавшаяся в эпоху быстрого новейшего погружения в раннем плейстоцене (3) и в позднем плиоцене (4), 5 - мелководные и континентальные отложения олигоцена-раннего плиоцена, 6 - кристаллическое основание, 7 - разломы, 8 - границы, по данным сейсмопрофилирования

Х.2.1. Куньлунь-Циляншань-Циньлинская складчатая система

Большая часть этой ветви (рис. 24) расположена к югу от Тарима и Сино-Корейской платформы. Она продолжает к востоку Северный Памир, но от последнего отделена правым *Памиро-Каракорумским сдвигом*. Ветвь возникла на месте Прото- и Палеотетиса и активно развивалась в позднем протерозое, палеозое и триасе. На неотектоническом этапе этот регион испытал значительную активизацию, был образован высокогорный рельеф, достигающий 7 км в *Куньлуне*. В пределах складчатой системы наблюдаются сложные соотношения отдельных звеньев, которые большей частью разграничены диагональными сдвигами. Северные зоны этой системы отделены от центральных зон офиолитовыми сутурами вендско-ордовикского возраста. Северные зоны испытали активный каледонский орогенез, и верхний девон здесь представлен континентальной молассой. Внутренние (более южные) зоны также были деформированы в эту эпоху. Здесь наблюдаются кембрийско-ордовикские островодужные вулканиты и ордовикско-нижнедевонские гранитоиды, свидетельствующие о бывшей наклоненной сначала (кембрий-ранний ордовик) к северу, а затем к югу зоне субдукции. В *Циляншане* каледонские деформации и метаморфизм были заключительными, и после них Тарим и Цайдам спаялись в единый крупный континент с Алашанем и Сино-Кореей. Но в Куньлуне и Циньлине деформации продолжались и позднее. С девона по триас здесь существовал глубокий морской бассейн с пелитовым, часто турбидитовым осадконакоплением. Вдоль южной периферии Циньлина эти отложения шарьированы на северный край платформы Янцзы, а к западу от области развития шарьяжей южная

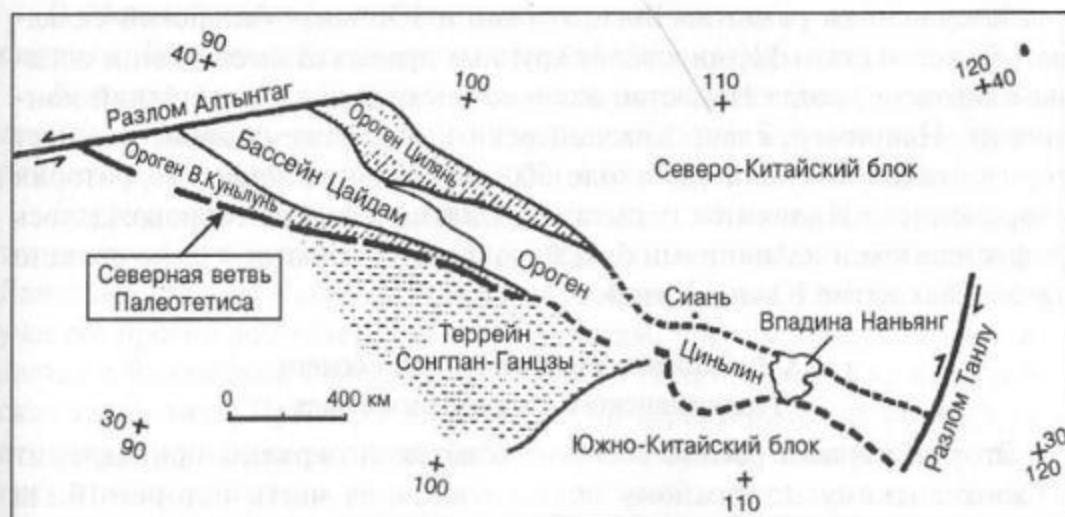


Рис. 24. Структурная схема Куньлунь-Циляншань-Циньлинской складчатой системы (по Ц.Р. Менгу и Г.-В. Чжангу)

зона Куньлуня сильно расширяется и образует т. н. “треугольник Сунпан-Ганзы”, который до позднего триаса являлся реликтовым бассейном Палеотетиса. Заключительные деформации Куньлуня и Цильлина определены как индосинийские, хотя отдельные подвижки продолжались вплоть до поздней юры (яншаньской эпохи), пока не завершилась коллизия между северо-китайскими и южно-китайскими континентальными блоками.

С начала кайнозоя на докембрийском Цайдамском массиве развилась глубокая (от 6 до 10 км) одноименная впадина с континентальными отложениями.

Х.2.2. Вьетлаосская и Юньнань-Малайская складчатые системы

От треугольника Сунпан-Ганзы индосинийские структуры продолжают в юго-восточный Китай и Лаос, где они разветвляются. Одна из ветвей разделяет платформу Янцзы и Индосинийский массив и носит название *Вьетлаосской системы*. Здесь имеются верхнерифейско-вендские и более молодые офиолиты. Хорошо проявлены позднепалеозойские деформации; в перми произошел рифтинг, а окончательное становление структуры датируется поздним триасом. После этого платформа Янцзы и Индосинийский массив спаиваются между собой.

Другая ветвь - *Юннань-Малайская* - следует на юг до Малайи и Калимантана. Здесь также присутствуют офиолиты, но раннедевонско-триасового возраста, а также пермо-триасовые островодужные вулканиты. Проявилась позднепалеозойская, индосинийская складчатость, а также более поздние деформации, связанные с тектоническими событиями на западе, в Тибете.

Завершением развития Вьетлаосской и Юннань-Малайской складчатых систем стало формирование крупных правых сдвигов в конце эоцена-олигоцене, когда Индостан активно внедрялся в Евразийский континент. Например, сдвиг Красной реки к настоящему времени имеет горизонтальную амплитуду около 600 км. С конца эоцена территория современного Индокитая испытала поднятие, которое сопровождалось рифтогенезом и излияниями базальтов. С этим событием было связано также раскрытие Южно-Китайского моря.

Х.3. Западно-Тихоокеанский сегмент Тихоокеанского складчатого пояса

Этот обширный регион восточно-азиатской окраины принадлежит Тихоокеанскому подвижному поясу, восточная часть которого была описана в предшествующих разделах (I.3.3, II.1, III.3.2). Западно-Тихоокеанский сегмент включает как гетерогенные элементы суши, так и многочисленные краевые моря. На территории России он достигает мак-

симальной ширины: от долин рек Лена и Алдан на западе до Берингова и Охотского морей на востоке. Средне-позднемеловым Охотско-Чукотским вулcano-плутоническим поясом он разделяется на Верхояно-Чукотскую область, структура которого была сформирована в позднекеммерийскую фазу, и Корякско-Камчатскую, которая активно развивалась и после этой фазы, в кайнозое, отчасти сохраняя современную активность (рис. 25).

К югу от широты устья Амура структуры континентальной окраины представлены горами Сихотэ-Алиня, который от восточного окончания Урало-Охотского пояса в целом отделен древними массивами.

Продолжение перитихоокеанских материковых структур наблюдается на крайнем юге Корейского п-ва и в юго-восточном Китае. Здесь среди них главная роль принадлежит каледонидам. Западнее, на вьетнамской стороне Тонкинского залива, тихоокеанская ветвь сливается с Вьетлаосской, относящейся к Альпийско-Гималайскому поясу.

Внематериковая часть Западно-Тихоокеанского пояса включает Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря; часть их акваторий подстилается корой океанского или переходного типа. В морях развиты островные дуги, маркирующие зоны субдукции тихоокеанской коры под Евразию. Данные дуги подразделяются на два типа: в основном энсиалические, заложенные на отторженцах материковой докайнозойской коры (Сахалин, Японские о-ва, Тайвань и Филиппины) и кайнозойские новообразованные, энсиматические (Командорско-Алеутская и Идзу-Бонинско-Марианская система дуг).

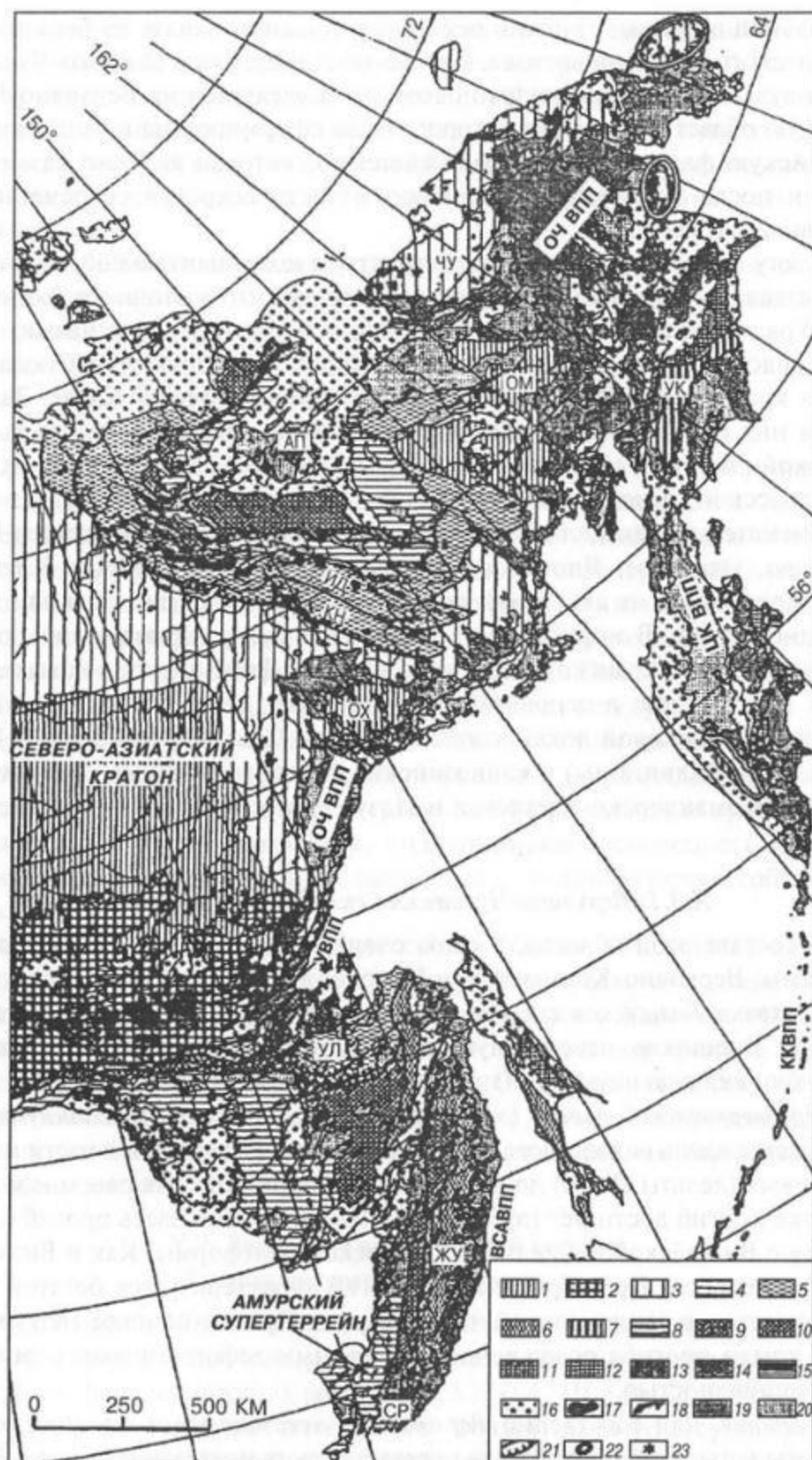
Х.3.1. Верхояно-Чукотская складчатая область

В составе этой области, в свою очередь, выделяют две складчатые системы: Верхояно-Колымскую и Новосибирско-Чукотскую.

Верхояно-Колымская складчатая система подразделяется на две мегазоны: Внешнюю, отвечающую главным образом Верхоянью, и Внутреннюю, включающую хр. Черского и Алазейское плоскогорье.

Предверхоянский прогиб (западный элемент *Внешней мегазоны*) протягивается вдоль надвигового фронта Верхоянья от восточной части моря Лаптевых (дельты Лены) до впадения Алдана в Лену. На своем южном участке прогиб достигает глубины 10 - 15 км, причем здесь прогиб сливается с Вилуйской синеклизой Сибирской платформы. Как и Вилуйская синеклиза, Предверхоянский прогиб характеризуется богатой угленосностью в раннемеловой части разреза. Приверхоянское (внутреннее) крыло прогиба осложнено надвиговыми деформациями с западной вергентностью.

Внешняя, или собственно Верхоянская мегазона на севере достигает широты устья р. Индигирки, где срезается пограничным разломом Но-



восиби́рско-Чуко́тской системы. На юге она дивергирует: две ее ветви облекают раннедокембрийский *Охотский массив*. Главная, западная ветвь состоит в основном из краевого чешуйчато-надвигового *Сетте-Дабанского поднятия*, в своде которого обнажаются верхнепротеройско-палеозойские отложения. Интенсивность фронтального надвигания максимальна напротив Вилюйской синеклизы, где надвиги в сторону этой синеклизы сопровождаются сдвигами. В Южном Верхоянье вергентность обратная.

Осадочный чехол Верхоянья включает три комплекса: рифей, венд-нижний карбон (по визе) и верхний палеозой-юра. Два первых комплекса отвечают шельфовым отложениям окраины Сибирского кратона, представленными преимущественно карбонатами, при этом в среднем комплексе, в интервале среднего-позднего девона, есть следы рифтинга в виде красноцветов и эвапоритов, сочетающихся с щелочными магматитами. Верхний комплекс доминирует в структуре Верхоянья; особенно он и носит название "верхоянского". Терригенные осадки этого комплекса были снесены с Сибирского кратона и достигают в мощ-

◀ Рис. 25. Главные мезо-кайнозойские тектонические единицы Дальнего Востока России (по А.И. Ханчуку и др.):

1 - платформенная часть Северо-Азиатского (Сибирского - В.Х) кратона - Охотский и Омо́лонский кратонные террейны, 2 - архейские и протерозойские гранито-метаморфические комплексы кратона и кратонных террейнов, 3 - поздне-палеозойско-раннемезозойские пассивные континентальные окраины Северо-Азиатского кратона и Чуко́тского террейна; 4 - островодужные террейны мезозой, 5 - 8 - турбидитовые и сланцевые террейны осадочных бассейнов трансформных границ континентальных литосферных плит: 5 - юрские, 6 - раннемеловые, 7 - палеоцен-эоценовые, 8 - неогеновые; 9 - 12 - террейны аккреционных призм субдукционных границ континентальных литосферных плит: 9 - палеозойские, 10 - юрские и раннемеловые, 11 - поздне-меловые, 12 - олигоцен-миоценовые; 13 - 15 - островодужные комплексы (аккреционные призмы и вулканические дуги, нерасчлененные): 13 - юрские и меловые, 14 - поздне-меловые, 15 - палеогеновые; 16 - мезо-кайнозойские осадочные впадины; 17, 18 - синсдвиговые гранитоиды трансформных границ литосферных плит и микроплит: 17 - юрские, 18 - раннемеловые (частично включая начало позднего мела); 19 - мезо-кайнозойские субдукционные вулканоплутонические пояса, 20 - мезо-кайнозойские вулканоплутонические пояса трансформных континентальных окраин калифорнийского типа, 21 - сдвиги и надвиги, 22 - комплексы метаморфических ядер кордильерского типа, 23 - дунит-клинопироксенитовые зональные массивы. Террейны: АЛ - Алазейский, ЖУ - Журавлевский, ИД - Иньяли-Дебинский, КН - Кулар-Нерский, ОМ - Омо́лонский, ОХ - Охотский, СМ - Самарки́нский, СР - Серге́евский, УК - У́кэля́тский, УЛ - У́льби́нский, ЧУ - Чуко́тский. Вулканоплутонические пояса (ВПП): ВСА - Восточно-Сихотэали́нский, КК - Курило-Ка́мчатский, ОЧ - Охотско-Чуко́тский, У - У́дский, ЦК - Це́нтра́льно-Ка́мчатский

ности 10 - 12 км. В восточном направлении в описываемой мегазоне происходит последовательная смена отложений на все более глубоко-водные. Все эти отложения дислоцированы вплоть до изоклинальных складок и надвигов с западной вергентностью. Самая глубоководная часть бассейна седиментации подстилалась океанской корой, судя по присутствию мафитов и ультрамафитов.

Деформации в пределах Внешней мегазоны начались с конца юры и распространялись с востока на запад вплоть до середины мела. Перед фронтом орогена в мелу и отчасти в кайнозое возник молассовый прогиб.

Внутренняя, более восточная мегазона имеет гетерогенное строение, и главной ее структурой является раннедокембрийский континентальный *Колымо-Омолонский массив*, или супертеррейн (микроконтинент). В состав его входят *Омолонский* и *Приколымский массивы*, отличающиеся по структуре и рассматриваемые как самостоятельные террейны. В фундаменте первого из них обнаружены раннеархейские породы (3,4 млрд. лет), в фундаменте второго - раннепротерозойские (до 2,14 млрд. лет). Общий чехол террейнов начинается с рифея и завершается юрой на Омолонском массиве и молассовым мелом-кайнозоем на Приколымском.

По границе между погребенными структурами Сибирского кратона и этой мегазоной, в осевой полосе хр. Черского, простирается офиолитовый шов. Офиолиты датированы в 430 - 370 млн. лет, но их изначальный возраст может быть и древнее. На офиолитовую зону наложена оксфорд-кимериджская вулканическая дуга над палеосубдукционной зоной с неопределенным направлением падения: по разным данным, либо к западу, либо к востоку. В тылу дуги (если принять вариант западного падения) в поздней юре формировался относительно глубоководный *Момо-Зырянский грабенообразный прогиб*, который испытал инверсию на границе с мелом. Момо-Зырянский прогиб непосредственно граничит с Колымо-Омолонским массивом на юго-востоке, а северо-западнее и северо-восточнее массив ограничен сложнопостроенной *Алазейско-Олойской вулканической дугой*. Ее основание слагают среднепалеозойские офиолиты, а весь вышележащий разрез, вплоть до средней юры, интенсивно дислоцирован. Вулканокластические верхняя юра и нижний мел выполняют межгорные впадины.

Развитие описываемой складчатой системы диктовалось сближением Колымо-Омолонского микроконтинента с краем Сибирского континента, которое началось в бате, а завершилось коллизией в конце юры. Дальнейший процесс сжатия продолжался до позднего мела включительно. Он сопровождался становлением пояса гранитоидных плутонов хр. Черского, несущих золотое и оловянное оруденение.

Новосибирско-Чукотская покровно-складчатая система. Слово "Новосибирская" в названии данной системы берет начало с Новосибирс-

ких о-вов в Северном Ледовитом океане. Система простирается от этих островов сначала в субмеридиональном направлении, а затем, на материке, к восток-юго-востоку - до Чукотского п-ова. Ее структуры подстилают южную часть Восточно-Сибирского и Чукотского морей, включая о-в Врангеля. На юге крупным разломом эта система отделена от вышеописанной Алазейско-Олойской зоны. На севере, в Восточно-Сибирском море, она граничит по разлому с несколько проблематичной Гиперборейской платформой, реликты которой обнажены в арх. Де Лонга.

В пределах этой системы выделяют две мегазоны. *Северо-восточная мегазона* включает восток Новосибирских о-вов и всю прибрежную полосу от устья р. Колымы до Берингова пролива. Кроме того, в нее входят указанные выше акватории прилегающих морей. Фундамент мегазоны обнажается на о-ве Врангеля, на востоке Чукотки и на американской стороне Берингова пролива. По датировкам гранитоидов и кислых вулканитов, фундамент представлен гренвиллидами или байкалидами (700 и 633 млн. лет, соответственно). Вышележащий мелководный палеозойский разрез до карбона включительно содержит среднедевонско-раннекаменноугольный рифтогенный комплекс с участием базальтов. Перекрывающие пермь-нижняя юра интенсивно дислоцированы перед поздней юрой, а поздняя юра-низы мела относятся к молассам.

Как считается, вся эта система отвечает окраине Гиперборейской платформы, преобразовавшейся из пассивную в активную в поздней юре и деформированной в две фазы складчатости - позднеюрскую и в середине раннего мела. Последняя фаза характерна для Новосибирских о-вов и является заключительной для всей мегазоны. Деформации сопровождались внедрением гранитоидов.

Южно-Анжуйская мегазона этой системы представляет собой древнюю океанскую область. Так называемый "Южно-Анжуйский океан" составлял залив Палеопацифика. Здесь имеются офиолиты конца перми-раннего мезозоя, которые перекрываются терригенным флишем берриаса-валанжина, а затем готеривской молассой. Вся зона отмечена складчато-надвиговыми деформациями с южной вергентностью, окончательное время формирования которых пришлось на апт. Одновременно образовались интрузии гранитоидов.

Х.3.2. Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс

Он представляет собой самостоятельную крупную единицу в составе Северо-Восточной Азии и, неоднократно меняя свое простираие, протягивается от западного Приохотья до Аляски на расстояние свыше 3000 км при ширине до 400 км. Пояс составляет крупное звено огромного Циркумтихоокеанского кольца позднего мезозоя, которое сформировалось при субдукции Панталассы (Пацифика) под окраины Пангеи во время ее существования и последующего распада.

Охотско-Чукотский пояс несогласно наложен на гетерогенные структурные элементы окраины Северо-Восточной Азии - от раннедокембрийских до раннемеловых и включает серии вулканитов, которые закономерно меняют свой состав от кислых и средних в приконтинентальной области и до средних и основных в приокеанской. Деформации в пределах пояса регистрируются до настоящего времени. Большая часть структур характеризуется вергентностью в направлении континента.

Х.3.3. Корякско-Камчатская складчатая область

Эта складчатая область развивалась на протяжении позднего мезозоя-кайнозоя. Она располагается восточнее Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и при общем северо-восточном простирании на юго-востоке уходит в пределы Берингова моря. Область в целом рассматривается как классический набор террейнов (наряду с северо-западом Американского континента) различного возраста и происхождения, которые к азиатской окраине причленились с конца раннего мела. Причленение осуществлялось как за счет субдукции, так и обдукции. Область может быть разделена на три мегазоны.

В *Западной мегазоне* преобладают террейны возрастом от докембрия(?) до палеозоя, аккреция которых завершилась к апт-альбскому времени. Западная часть этой мегазоны представлена вулканической дугой возрастом от карбона до неокома, граничащей с Охотско-Чукотским поясом. Породы здесь метаморфизованы в амфиболитовой и глаукофановой фациях, образуя на п-ове Тайгонос парный метаморфический пояс. Завершающие внедрения плутонов имели место в интервале времени 115 - 75 млн. лет назад. Апт-альб - угленосная моласса.

В более восточной покровно-чешуйчатой зоне наблюдаются ордовикские и более молодые (досреднедевонские) офиолиты и островодужные ассоциации возрастом от ордовика до раннего мела. Они метаморфизованы в зеленосланцевой и глаукофановой фациях.

Восточнее, в следующей зоне, которая тектонически контактирует с предыдущей, развиты довольно глубоководные образования девонского раннего мела, включая офиолиты и флиш, по надвигу перекрытые нижним мелом.

Самый восток Западной мегазоны образует террейн тетического происхождения, в котором фаунистические находки резко контрастируют с западными зонами, демонстрирующими присутствие бореальной фауны и ангарской флоры. Весь террейновый комплекс перекрыт мощной грубой кластической толщей альба-верхнего мела, которая надвинута на восток, на Центральную мегазону.

Центральная мегазона в составе слагающих ее террейнов характеризуется преобладанием мощных терригенных образований от верхней юры вплоть до палеоцена. Их глубоководность в целом уменьшается вверх по

разрезу от флишевых до частично континентальных. Присутствуют офиолитовые триады позднего палеозоя-раннего мезозоя и поздней юры-позднего мела, причем радиоляриты содержат тетические формы. Вся мегазона интенсивно нарушена покровами, разделенными тектоническими окнами. Наиболее деформирована внешняя зона, пограничная со следующей к востоку мегазоной. Зона протягивается от Корякского нагорья через Западную Камчатку до побережья Берингова моря и представлена флишем сантона-палеоцена, который испытал напряженную складчатость в эоцене.

По крупному надвику на эту зону полого надвинуты отложения *Восточной мегазоны*. Отсюда вергентность Восточной мегазоны противоположна вергентности двух предыдущих. Она занимает Центральную Камчатку, Олюторский хр. и восточное побережье Камчатского п-ва. Восточная мегазона подразделяется на две зоны, в первой из которых (западной) наблюдаются вулканогенно-осадочные островодужные ассоциации альба-кампана и маастрихта-палеоцена с расслоенными плутонами мафитов-ультрамафитов, а во второй - среднеэоцен-олигоценый флиш с олистостромами и блоками океанской коры маастрихт-палеоценового возраста.

Коллизия террейнов в области Центральной и Восточной Корьякии завершилась с конца эоцена формированием межгорных впадин; некоторые впадины продолжали развиваться до квартала. Крупнейшей из них является *Нижнеанадырская*, протягивающаяся в одноименный залив Берингова моря от Центральной мегазоны. В отдельных впадинах мощность молассового выполнения достигает 10 км; молассы умеренно складчатые. Складчатость постепенно затухает на акватории Берингова моря при одновременном увеличении мощности моласс.

На Камчатке отчасти наблюдаются аналоги юго-восточных зон Корякского нагорья. Так, на северо- и юго-западе Камчатки прослеживается продолжение внешней зоны Центральной мегазоны Корьякии. Здесь из-под верхнемелового-палеоценового флиша выступают верхнеюрско-нижнемеловые образования островной дуги и кремнисто-вулканогенные относительно глубоководные породы. По тектоническому контакту они сопрягаются с породами *Срединного хребта* Камчатки - метаморфитами и гранитоидами, которые формируют гранито-гнейсовые купола. Породы основания Срединного хребта метаморфизованы в амфиболитовой и отчасти гранулитовой фациях. Этот глубокий метаморфизм дал основание относить их к докембрию и палеозою. Однако современные изотопные датировки указывают на гораздо более молодой возраст метаморфизма, вплоть до эоценового (55 млн. лет).

Почти на всем протяжении продолжение Восточной мегазоны Корьякии шарьировано на *Западно-Камчатскую мегазону*. Горизонтальная амплитуда надвигания достигает 150 км. Возраст становления покрова опре-

делен как предсреднеэоценовый. В пределах Восточной Камчатки обнаруживаются реликты как минимум двух разновозрастных островных дуг - позднего кампана-маастрихта и более древней, располагающейся восточнее (в зоне восточных полуостровов Камчатки) и надстроенной палеогеновыми вулканитами, которые испытали деформацию в миоцене.

Зона восточных полуостровов Камчатки смыкается с северной частью Курило-Камчатского глубоководного желоба, а к самому северному из полуостровов - п-ову Камчатского мыса - через систему сдвигов с востока подходит Командорско-Алеутская дуга. Здесь же глубоководный Алеутский желоб соединяется с Курило-Камчатским. По своей структуре п-ов Камчатского мыса уже принадлежит Командорско-Алеутской дуге и является продуктом коллизии последней с Евразией, имевшей место в олигоцене.

На восточную часть Западно-Камчатской мегазоны и смежную часть Восточно-Камчатской наложен *Центрально-Камчатский вулканический пояс*, который проявлял активность от олигоцена до раннего плейстоцена. В составе пояса присутствуют известково-щелочные серии вулканитов и субвулканические тела среднего и кислого состава. К югу от широты Камчатского мыса и до юга полуострова, вдоль восточного побережья Камчатки простирается *Восточно-Камчатский вулканический пояс*, с которым связаны все ныне действующие вулканы. Вулканизм здесь начался в позднем миоцене, одновременно с заложением Курило-Камчатского желоба.

Молассовые прогибы на территории Камчатки начали формироваться с позднего палеоцена и продолжают развиваться в настоящее время. В отдельных местах в молассах регистрируются новейшие дислокации в виде складок.

Х.3.4. Берингово море и Командорско-Алеутская дуга

Берингово море занимает самое северное положение в пределах огромной Тихоокеанской области и от основной части Тихого океана отгорожено Командорско-Алеутской островной дугой, сформировавшейся в начале кайнозоя в результате субдукции тихоокеанской литосферы в северном направлении. Возникший в недавнем геологическом прошлом порог Берингова пролива географически отделяет этот регион от Северного Ледовитого океана. Вдоль берегов Чукотки и Аляски в северной части моря развит широкий шельф, иногда именуемый "плитой Дежнёва". Эта плита перекрыта осадочным чехлом возрастом от конца мела до квартала. Мощность чехла довольно изменчива, резко сокращаясь на локальных поднятиях и увеличиваясь до 10 км и даже более в отдельных впадинах. Нижняя, основная часть чехла сложена континентальными образованиями. Глубоководная акватория Берингова моря отделена от шельфовой области внешней невулканической палеодугой -

меловым офиолитовым поясом, соединяющим Корякию и Аляску и проходящим через о-ва Прибылова. Эта дуга, сопутствующие ей тыловые прогибы, располагающиеся севернее, а также реликты глубоководных желобов к югу и западу от дуги отвечают зонам субдукции, проявлявшим активность в докайнозойское время.

В пределах глубоководной части Берингова моря (глубина воды 3,7 - 4 км) выделяют три котловины, подстилающиеся корой океанского типа. Наиболее крупной из них является *Алеутская*. В центральной ее части мощность осадочного выполнения составляет около 4 км; она увеличивается в сторону бортов. Согласно интерпретации линейных субмеридиональных магнитных аномалий в этой котловине, ее ложе соответствует фрагменту реликтовой, раннемеловой литосферной плиты, именуемой Кула, которая была отделена от основной части Тихоокеанской плиты спрединговым хребтом. В ходе эволюции к северу от спредингового хребта Кула-Пацифик возникла океанская зона субдукции, в которой произошло поглощение этого хребта. К югу от Алеутской дуги - современной зоны субдукции - наблюдается увеличение возраста магнитных аномалий от 25-ой (поздний палеоцен) до 31-ой (маастрихт), т. е. их обратная последовательность, свидетельствующая о субдукции палеоспредингового хребта. Такая модель формирования дала основу для выделения отдельного подтипа окраинных морей - отгороженных (их другими примерами считаются Западно-Филиппинская котловина на западе Тихого океана и Колумбийская и Венесуэльская впадины в Карибском регионе). Однако описанная картина формирования Алеутской котловины достаточно дискуссионна; последние данные показывают, что в эоцене кора котловины подверглась задуговому спредингу, который осложнил изначальную картину магнитных аномалий.

Алеутская котловина *хребтом Ширшова* отделена от *Командорской котловины*, которая простирается от Камчатки до Командорских о-вов. Возраст Командорской котловины, по-видимому, раннемиоценовый; в ней наблюдается ось спрединга север-северо-восточного простирания, расчлененная малоамплитудными трансформами.

Хребтом Бауэрса, образующим круто выпуклую к северо-востоку дугу, от Алеутской котловины отгорожена самая южная впадина - *котловина Бауэрса*. Вдоль северо-восточного склона хребта протягивается палеожелоб, засыпанный осадками. Впадина также относится к задуговым, а ее возраст может опускаться до олигоцена.

Генеральной структурой рассматриваемого региона является *Командорско-Алеутская дуга*, соединяющая п-ов Камчатского мыса и Аляску при общей длине порядка 2000 км. На всем своем протяжении дуга сопровождается глубоководным желобом со стороны Тихого океана. Дуга заложилась в палеоцене, активно развивалась в эоцене и продолжает формироваться в настоящее время. Она считается классическим приме-

ром энзиматической дуги, хотя в командорском сегменте обнаружена экзотическая галька сиалических пород неясного происхождения. Состав вулканитов в дуге в целом меняется от толеитов до известково-щелочных разностей.

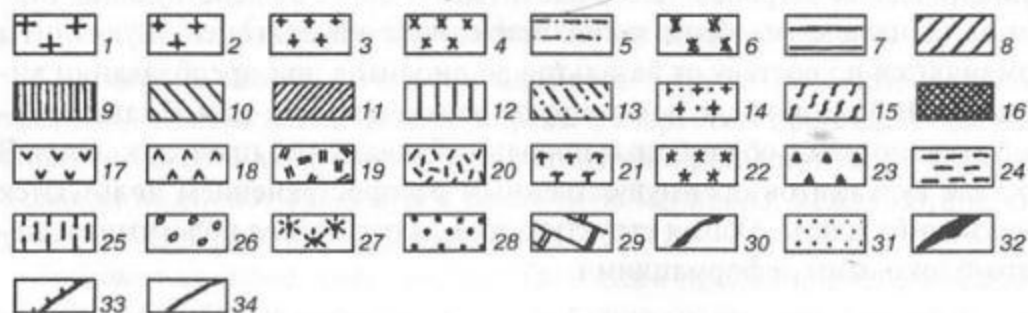
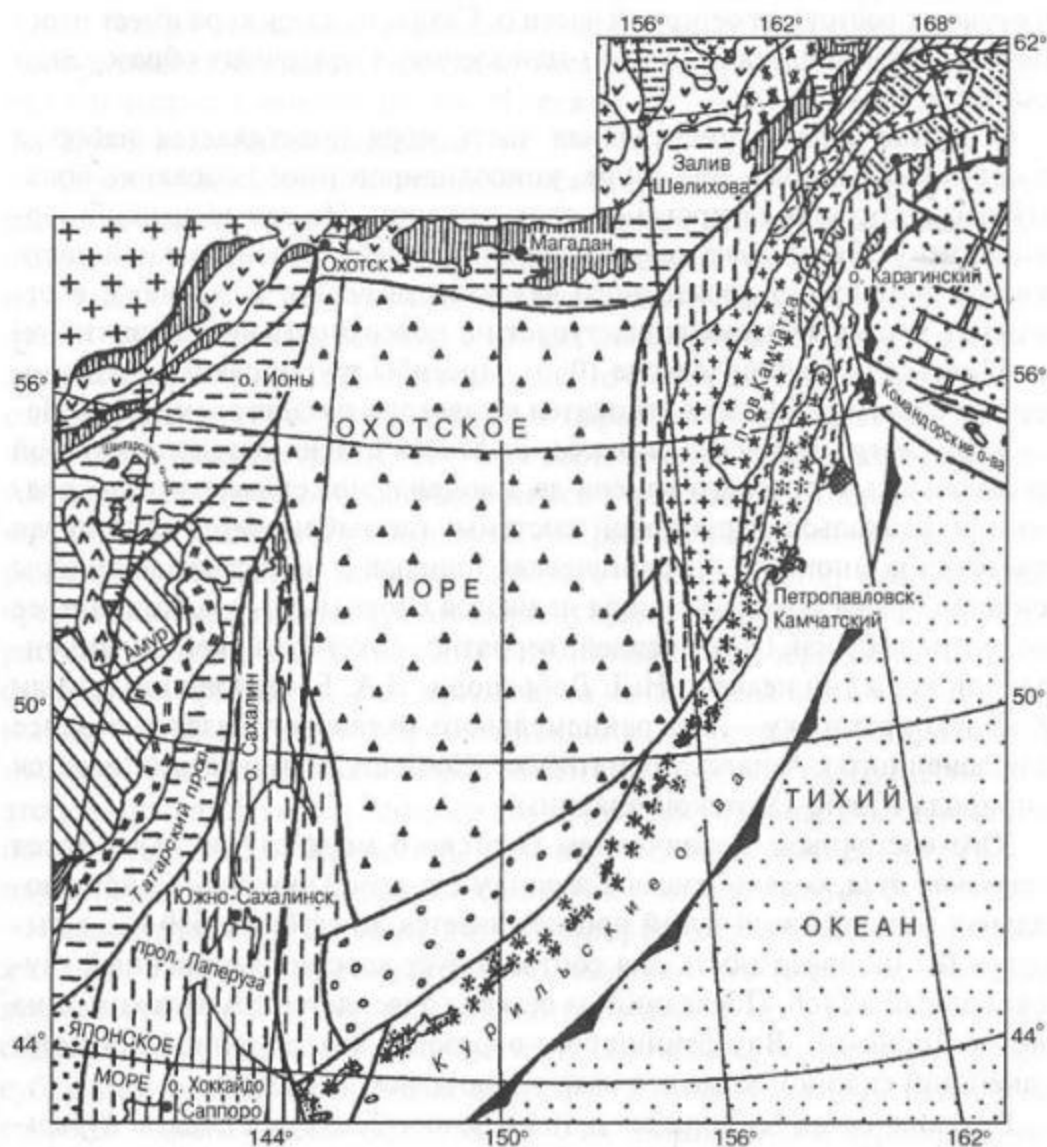
Алеутский глубоководный желоб хорошо изучен сейсмическими методами и бурением, особенно в своей восточной части. Внутренний его борт образован аккреционной призмой, а выполнение включает осадки плиоцен-четвертичного возраста мощностью до 1 км.

Х.3.5. Охотское море и Курильская островная дуга

Охотское море на северо-западе Тихого океана от океанской части акватории отделено п-вом Камчатка и Курильской островной дугой (рис. 26). На юго-западе от материка оно отчленено Сахалином. Большая часть моря подстилается сокращенной по мощности консолидированной корой (20 - 32 км), а глубины воды лишь на юге превышают 3 км. Эта глубоководная часть соответствует *Южно-Охотской* (или *Курильской*) котловине в тылу Курильской дуги. Котловина подстилается корой океанского типа. Осадочное выполнение имеет неоген-четвертичный возраст и достигает в мощности 7 - 8 км. Молодость этой впадины подтверждается высоким тепловым потоком, который в 2 - 3 раза превышает фоновый. Большинство исследователей считает эту впадину задуговым бассейном по отношению к Курильской дуге, но при этом не исключен механизм ее формирования как отгороженной впадины.

Рис. 26. Схема тектонического районирования Охотоморского региона (по Н.А. Богданову):

1 - 6 - *Евразийская литосферная плита*: 1 - Сибирский кратон, 2 - Охотский массив (микроплита), 3 - Балыгчанский массив (микроплита), 4 - Омогонский массив (микроплита), 5 - Сучанский прогиб, 6 - Тайгоносско-Пареньский массив (микроплита); 7 - 16 - *аккреционно-коллизийные области*: 7 - Монголо-Охотская (Галамский сегмент), 8 - Северо-Корякская, 9 - Северо-Охотская, 10 - Сихотэалинская, 11 - Приморская, 12 - Хоккайдо-Сахалинская, 13 - Южно-Корякская, 14 - Западно-Камчатская микроплита, 15 - Восточных хребтов, 16 - Восточных полуостровов; 17 - 22 - *надсубдукционные вулкано-плутонические пояса*: 17 - Охотско-Чукотский, 18 - Хингано-Охотский, 19 - Сихотэалинский, 20 - Южно-Корякский, 21 - Амурско-Вывенский, 22 - Западно-Камчатский; 23 - 26 - *Область Охотского моря*: 23 - Охотоморская плита, 24 - шельф с докайнозойским фундаментом, 25 - шельф с раннекайнозойским фундаментом, 26 - Южно-Охотская глубоководная впадина; 27 - 29 - *области Японского и Берингова морей*: 27 - Курило-Камчатская и Командорская островные дуги, 28 - глубоководные котловины с океанской корой, 29 - предполагаемые зоны спрединга, 30 - неактивные зоны субдукции; 31, 32 - *Тихоокеанская литосферная плита*: 31 - абиссальная область, 32 - зона субдукции осевой зоны Курило-Камчатского желоба; 33 - надвиги, 34 - структурные швы



Вторым глубоководным бассейном (более 1,7 км) является *впадина Дерюгина* к востоку от северной части о. Сахалин. Здесь кора имеет переходный тип, а мощность миоцен-плиоценовых осадочных образований достигает 4 км.

Северная эпиконтинентальная часть моря подстилается набором сиалических блоков - террейнов, консолидированное основание большей части которых датировано мелом-эоценом. Но самые древние террейны могут иметь даже докембрийский возраст. В центральной части акватории мощность осадочного чехла чрезвычайно изменчива: в отдельных местах фундамент выступает на поверхность дна, в других он погружается на глубину свыше 10 км. Прогибы группируются в закономерные системы. Часть их относится к сдвигово-раздвиговому типу. Например, *Северо-Охотская система*, рифтовая стадия развития которой продолжалась с позднего эоцена до миоцена, может являться продолжением Байкальской рифтовой системы, где наблюдается отчетливая сдвиговая компонента. Тектоническая природа и происхождение коры основной части Охотского моря являются спорными - традиционно ее рассматривают как блок древней, вероятно, докембрийской континентальной коры, но недавно Н.Л. Добрецов и Н.А. Богданов предложили ее новую трактовку - как раннемелового океанского плато, позднее причлененного к Азиатскому материку. Соответственно рассматривается и природа Южно-Охотской впадины.

Юго-восточным ограничением Охотского моря служит *Курильская островная дуга*, соединяющая Камчатку с о-вом Хоккайдо. Сейсмофокальная зона под этой дугой прослеживается до глубины 650 км, а выходу зоны на поверхность дна соответствует хорошо выраженный глубоководный желоб. Последний на севере сочленяется с Алеутским, а на юге - с Японским. Внутренний борт образован аккреционной призмой, а внешний склоном краевого вала - поднятием Зенкевича.

Вулканическая Курильская дуга включает *Большую и Малую Курильские гряды*. Первая расположена ближе к материку и состоит из цепи вулканических островов. Здесь насчитывает более 60 действующих вулканов, а начало ее образования приходится на олигоцен. Вулканиды изменяются по составу от базальтов до риолитов при преобладании андезитов. В Малой гряде доминируют верхнемеловые-нижнепалеогеновые вулканогенно-обломочные породы субаквального происхождения. В составе вулканидов преимущественным распространением пользуются андезито-базальты. Общая структура гряд определяется пологими складчато-блоковыми деформациями.

Х.3.6. Сихотэалинская складчатая система

Субмеридионально ориентированная Сихотэалинская система занимает территорию Приморья близ границы России с северо-восточ-

ным Китаем. С запада она примыкает к докембрийским Буреинскому и Ханкайскому массивам, а с востока отделена от Сахалино-Хоккайдской складчатой системы рифтом Татарского пролива и глубокой северной частью Японского моря. На севере она сочленяется с Монголо-Охотской складчатой системой.

Сихотэ-Алинь по структурным особенностям и истории развития разделяется на две части, из которых северная граничит с Буреинским массивом, а южная - с Ханкайским. Северная часть в течение мела исполняла роль активной окраины Буреинского массива. Здесь наблюдается закономерный переход с запада на восток от баррем-позднемелового краевого вулcano-плутонического пояса до глубоководных зон седиментации; среди глубоководных образований встречаются многочисленные олистостромы. На юго-востоке этот комплекс ограничен Амурской сутурой, сопровождающейся породами верхнепалеозойско-юрского аккреционного комплекса. Аккреционный комплекс распространяется в западную половину южного Сихотэ-Алиня, где он имеет чрезвычайно сложную восточно-вергентную чешуйчатую структуру. Возраст этих отложений здесь лежит в диапазоне девон-юра. Присутствуют фрагменты офиолитов. Эти офиолиты в начале мела были обдуцированы на микроконтинент, причленившийся с востока к Ханкайскому массиву. Следующая фаза деформаций произошла в середине мела; в это время складывается генеральная структура орогена. Одновременно по восточной окраине системы формируется новый краевой вулcano-плутонический пояс, наращивающий Охотско-Чукотский.

Палеогеновый этап эволюции характеризуется интенсивными движениями вдоль *Центрального Сихотэалиньского левого сдвига*, секущего всю складчатую систему; его горизонтальная амплитуда смещения составляет несколько сотен километров. Возможно, что с начала мела субдукция и соответствующая аккреция континентальных блоков со стороны Тихого океана чередовалась с их масштабными перемещениями вдоль сдвигов.

Х.3.7. Сахалино-Хоккайдская складчатая система

Система на севере почти примыкает с востока к Сихотэ-Алиню, отделяясь от него миоценовым рифтом Татарского пролива, а южнее огибает с востока молодой глубоководный бассейн Японского моря. В ее рамках выделяют Западную и Восточную мегазоны, между которыми пролегает Центральная шовная зона.

Западная мегазона, включающая Татарский пролив и Западно-Сахалинские цепи, на юг продолжается в западную часть о-ва Хоккайдо. Со структурных позиций мегазона представляет собой преддуговой прогиб Восточно-Сихотэалиньского магматического пояса, невулканической внешней дуги восточного Сахалина и центрального Хоккайдо. Прогиб

образован более чем 10-километровой толщей преимущественно терригенных отложений верхов нижнего мела-кайнозоя. На Хоккайдо эта серия лежит на юрско-нижнемеловой серии базальтоидно-кремнистых пород. Складчатость была "одномоментной", в конце плиоцена, и сопровождалась надвигами в восточном направлении на Сахалине и в западном на Хоккайдо.

Восточная мегазона лучше выражена на Хоккайдо, где ей соответствует высокотемпературный метаморфический пояс. В нем наблюдаются юрско-меловые вулканогенные образования, сменяющиеся вверх по разрезу граувакками. Этот островодужный комплекс метаморфизован в эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фациях. Граниты в Восточной мегазоне имеют возраст от позднего палеозоя до раннего миоцена. Пару (в понимании А. Миясиро) для высокотемпературного пояса составляет более древний, высокобарический пояс, расположенный восточнее и сложенный породами древней аккреционной призмы и соответствующими глубоководными образованиями. Все отложения интенсивно нарушены надвигами. На Сахалине, на п-ове Анива и в Восточно-Сахалинских горах также присутствуют аналоги этой мегазоны в виде коллажа офиолитов, островодужных комплексов и глубоководных отложений.

В *Центральной Шовной зоне*, в наиболее типичном виде представленной также на Хоккайдо, наблюдаются триас-юрские офиолиты и нижнемеловые голубые сланцы древней аккреционной призмы. Они претерпели повторный метаморфизм в середине и конце мела, а также в начале палеогена.

Центральная и восточная части Сахалина и Хоккайдо испытали поднятие в палеогене, а затем дифференцированное опускание в неогене. В северной части Сахалина, распространяясь на смежную акваторию, сформировался прогиб с осадками до 7,5 км мощностью. Осадки в основном относятся к палео-авандельте Амура и характеризуются нефтегазоносностью. Складки в прогибе сочетаются с правосдвиговыми дислокациями субмеридионального простиранья. Протяженность самого крупного сдвига, проходящего приблизительно между Западной мегазоной и Центральным швом, достигает 1500 км. Возникнув в миоцене, он сохраняет современную сейсмическую активность.

Х.3.8. Японская островная дуга, впадины Японского и Восточно-Китайского морей

Тектоническая зональность лучше разработана для Юго-Западной Японии (юг Хонсю, о-ва Кюсю и Сикоку, арх. Рюкю), разделяющей Японское, Восточно-Китайское и Филиппинское моря. В ней тектонические элементы закономерно омолаживаются с севера на юг. Северная часть этой системы включает две зоны террейнов. Западная относится к отчлененным блокам платформы Янцзы. Это гнейсы и грани-

ты конца раннего протерозоя. Восточные террейны представлены метаморфитами высокого давления (вплоть до амфиболитов) возрастом 1000 - 250 млн. лет, которые частично перекрыты чехлом от среднего палеозоя до неогена, включающим вулканогенно-терригенные морские осадки. Террейны имеют сходство и с кратоном Янцзы, и с восточным окончанием орогена Циньлиня. К югу по системе надвигов и покровов к вышеуказанным террейнам припаяны более молодые террейны и гетерогенные блоки, в которых наблюдаются офиолиты (от ~ 580 млн. лет до менее чем 280 млн. лет) и повторяющиеся наборы островодужных, аккреционных и батимально-абиссальных комплексов возрастом вплоть до раннего миоцена. Столкновения этих блоков с материком сопровождались фазами складчатости и периодическим внедрением гранитоидов. Вышележащая среднемиоценовая моласса моноклинально падает к югу. На внешней, обращенной к океану, подводной окраине этой части Японии разрез молассы наращивается верхнемиоцен-современным комплексом преддугового прогиба. Восточнее располагается *глубоководные желоба Нанкай и Рюкю*, внутренний борт которых сложен аккреционной призмой. По отдельным взбросо-надвиговым границам между зонами Юго-Западной Японии развиты крупные правые диагональные сдвиги.

Близкая к описанной тектоническая зональность присуща *Северо-Восточной Японии*, которая от Юго-Западной также отделена правым диагональным сдвигом. Однако зоны Северо-Восточной Японии между собой разделены миоценовыми левыми сдвигами, что связано с раскрытием Японского моря. Общая тектоническая зональность здесь осложняется тем, что кроме субдукции тихоокеанской коры с востока под острова также происходила субдукция с запада, со стороны Японского моря. Эта западно-направленная зона субдукции прослеживается до южного Сахалина.

Впадина Японского моря отделяет Японскую энсиалическую островную дугу от берегов русского Приморья и Корейского п-ова. По длинной северо-восточной оси впадина простирается более чем на 1000 км и на северо-востоке переходит в континентальный рифт Татарского пролива. Структурные элементы впадины Японского моря почти под прямым углом срезают общие тектонические простирания Корейского п-ова. Впадина состоит из трех котловин с корой океанского типа: *Центральной, Ямато (Хонсю) и Цусима*. Максимальная глубина их достигает более 3,6 км, мощность коры - до 14 км (включая осадочный слой до 4 км). Котловины разделены поднятиями с утоненной континентальной корой.

Раскрытие Японского моря произошло путем рассеянного спрединга в конце раннего-начале среднего миоцена (16 - 15 млн. лет назад) за счет разворота Японской островной дуги против часовой стрелки отно-

сительно Евразии. Спредингу предшествовал раннемиоценовый рифтинг в сопровождении бимодального вулканизма. Этот задуговой бассейн продолжает развиваться в настоящее время. Некоторые исследователи считают, что он имеет сдвигово-раздвиговую (pull-apart) природу.

На юге впадина Японского моря через узкий Цусимский пролив соединяется с эпиконтинентальным *Восточно-Китайским морем*. От смежного Филиппинского моря этот бассейн отделен островной дугой Рюкю Юго-Западной Японии. В тылу последней располагается *трог Окинава*, дающий пример начальной стадии спрединга. Кора на юге трога утонена до 15 - 17 км, а мощность осадочного выполнения, во многих местах прорванного базальтовыми интрузиями, составляет ~3 км. Континентальный рифтинг здесь начался в позднем миоцене, а спрединг со скоростью около 2 см в год имеет место с раннего плейстоцена. Северная часть трога еще находится на стадии континентального рифтинга.

В пределах акватории Восточно-Китайского моря наблюдаются два новейших линейных поднятия, параллельные трог Окинава. Западное из них (Фуцзянь-Ренан, или Неокатазиатское) служит продолжением Восточно-Азиатского вулкано-плутонического пояса и формирует порог, отделяющий Восточно-Китайское море от Желтого. Основная часть акватории Восточно-Китайского моря возникла в результате рифтинга в конце мела-начале палеогена и последующего прогибания. Накопившиеся осадки были деформированы в олигоцене, а затем в конце плиоцена. Процесс осадконакопления в течение неогена сопровождался проявлениями щелочно-базальтового и толеитового магматизма.

Х.3.9. Катазиатская система, Тайваньско-Филиппинская дуга впадины Южно-Китайского и Филиппинского морей

Эти чрезвычайно сложно устроенные регионы образуют южный сегмент Тихоокеанской окраины Азии.

Катазиатская покровно-складчатая система занимает территорию юго-восточного Китая (рис. 27). К ней также относятся о-в Хайнань в Южно-Китайском море, большая часть Тайваня и юго-восточная часть Филиппинского архипелага. С северо-запада система ограничена кратон Янцзы, а на юго-западе на палеозойском уровне она смыкается с Вьетлаосской системой Средиземноморского пояса. Развитие Катазиатской системы продолжалось со среднего рифея до середины юры с основной фазой складчатости в каледонскую эпоху.

Переход от платформы Янцзы к Катазиатской системе осуществляется через *Цзяннанскую систему*, сформированную в результате гренивильской и раннебайкальской складчатости. Внешняя ее зона образована среднерифейскими породами склона древней платформы. Во внутренней зоне известны офиолитовый меланж, островодужные и аккреционные комплексы возрастом от 1100 до 900 млн. лет.

Юго-восточнее размещается собственно Катазиатская каледонская система, образованная в основном флишем синия-позднего силура, несогласно перекрытым красноцветным девоном. Додевонские отложения интенсивно деформированы, а среди них имеются выходы докембрийского фундамента, свидетельствующие о сиалическом заложении системы. После приращения к кратону Янцзы в девоне эта система вошла в состав Южно-Китайской платформы. Вдоль побережья южного и юго-восточного Китая Катазиатская система перекрыта передовым прогибом более молодой складчатой системы, которая уходит под воды Южно-Китайского моря. Завершающие деформации в ней произошли в позднекимммерийскую эпоху (в конце юры) и частично отразились в каледонском обрамлении к северо-востоку. Предполагают, что киммериды юго-восточного Китая связаны со столкновением Южно-Китайского континентального блока с микроконтинентом, основная часть которого расположена на акватории Южно-Китайского моря. Возник-

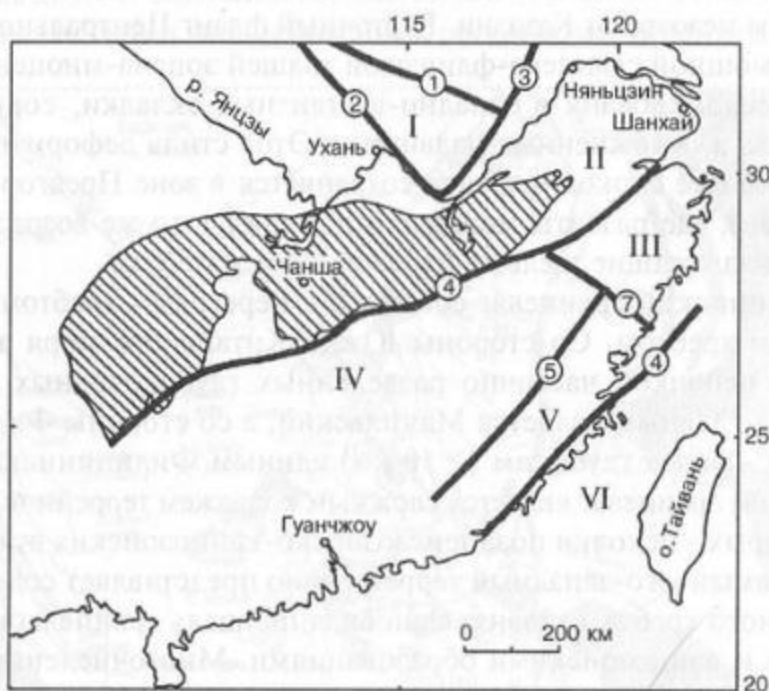


Рис. 27. Тектонические элементы юго-восточного Китая (по Б.М. Джану и др.):

Провинции: I - террейн Дабие, II - блок Янцзы, заштрихована площадь обнажения группы Банси; III, IV - блок Катазия: III - вулканический террейн восточного Чжецзяна, IV - внутренняя зона Катазии; V - восточный Фуцзянь, VI - прибрежный Фуцзянь и Тайвань. Жирные линии - границы, совпадающие с разломами (цифры в кружках): 1 - Синьян-Хэфей, 2 - Сянфан-Гуанчжи, 3 - Танчен-Луцзян (Танлу), 4 - Цзяншан-Шаосин и южная граница обнажений группы Банси, 5 - Жэнхэ-Дапу, 6 - Чангле-Нан'ао, 7 - Тийшун-Лонгцун

шая офиолитовая сутура ныне выделяется по гравимагнитным данным. Вероятно, она пересекает о-в Хайнань.

В начале мела в юго-восточном Китае проявился мощный магматизм, и вся эта область составила часть Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса.

Тайваньско-Филиппинская дуга разделяет Южно-Китайское и Филиппинское моря. Остров Тайвань возник в позднем плиоцене. Восточная его часть (Береговой хребет) соответствует энсиматической вулканической дуге, протягивающейся с о-ва Лусон (Филиппины). Дуга около 2,5 млн. лет назад столкнулась с краем Евразийского континента. По западному краю Берегового хребта пролегает узкая рамповая Продольная долина, сформировавшаяся над сутурой с офиолитовым меланжем позднепалеогенового возраста. Западнее располагается древнее ядро острова - Центральный хребет. Это метаморфиты амфиболитовой фации, датированные пермью. Считается, что породы Центрального хребта ранее принадлежали отложениям осадочного чехла блока, отчленившегося в раннем мезозое от Катазии. Восточный фланг Центрального хребта перекрыт мощной сланцево-флишевой толщей эоцена-миоцена. Толща сложно дислоцирована в западно-вергентные складки, сорванные с фундамента и осложненные надвигами. Этот стиль деформаций, но в несколько более спокойном виде сохраняется в зоне Предгорий на западе острова, где развиты мощные отложения того же возраста, вероятно, принадлежащие шельфу Евразийского материка.

Филиппинский архипелаг соединен с Береговым хребтом Тайваня подводным хребтом. Со стороны Южно-Китайского моря архипелаг окаймлен цепочкой частично разделенных глубоководных желобов, из которых главным является Манильский, а со стороны Филиппинского моря - более глубоким (> 10 км) единым Филиппинским желобом. В целом архипелаг является сложным коллажем террейнов, большая часть которых - осколки позднемезозойско-кайнозойских вулканических дуг. Самый юго-западный террейн явно представляет собой аналог Центрального хребта Тайваня. Основная площадь архипелага покрыта меловыми и кайнозойскими образованиями. Многочисленные офиолиты (главным образом в виде меланжа) варьируют по возрасту от поздней юры до эоцена. Островодужные магматические ассоциации принадлежат двум дугам позднего мела-кайнозоя, испытавшим столкновение на юге о-ва Лусон начиная с миоценового времени. Между этими дугами располагаются молассовые впадины с мощностью выполнения до 10 км. Западная и восточная зоны субдукции, падающие под архипелаг, сопровождаются стратовулканами, действующими с плиоцена до настоящего времени. С севера Лусона до юга о-ва Минданао весь архипелаг пересекает левый сдвиг север-северо-западного простирания.

ной реки. Мощность осадочного выполнения в этих бассейнах достигает 12 - 13 км, а его возраст обычно меняется от олигоцена до позднего миоцена.

Вторая система впадин простирается по юго-восточному ограничению Южно-Китайского моря (о-ва Калимантан и Палаван). Самой крупной здесь является Саравакская впадина, подстилаемая верхнемеловым-нижнепалеогеновым фундаментом с участием офиолитов. В ней мелко-водные и прибрежно-морские отложения, также содержащие скопления углеводородов, имеют мощность до 10 км. К северо-востоку от впадины геофизическими методами выявлен погребенный допозднемиоценовый глубоководный желоб.

Окраинное Филиппинское море, которое расположено с восточной стороны Филиппинской дуги, сравнимо по размерам с Южно-Китайским. Поскольку со всех сторон море ограничено зонами субдукции, подстилающее его основание выделяется в качестве самостоятельной Филиппинской плиты. Если следовать по направлению часовой стрелки с северо-запада, то желоба зон субдукции сменяют друг друга в следующем порядке: Рюкю, Нанкай, Идзу-Бонинский, Марианский, Филиппинский (с его северным отмершим продолжением - желобом Квезон), Яп и Палау.

Филиппинский бассейн разделен на две части остаточной вулканической дугой хребта Кюсю-Палау. *Западно-Филиппинская котловина*, достигающая глубины 6 км, подстилается типичной тонкой (до 7 км) океанской корой с линейными магнитными аномалиями палеоцен-эоценового возраста. *Подводный хребет Кюсю-Палау*, по данным бурения и драгирования, имеет возраст 33 - 32 млн. лет и сечет структуры Западно-Филиппинской котловины. К востоку от хр. Кюсю-Палау находятся две глубоководные котловины: на севере - *Сикоку*, к югу от нее - *Паресе-Вела*. В обеих котловинах выявлены неактивные оси спрединга с соответствующими линейными аномалиями, датированными миоценом для котловины Сикоку и средним олигоценом-ранним миоценом для Паресе-Вела.

Идзу-Бонинская вулканическая дуга, ограничивающая с востока котловину Сикоку, на севере образует тройное сочленение с юго-западным и северо-восточным сегментами Японской дуги; сопровождающий ее с востока глубоководный желоб является прямым продолжением Японского. Дуга, заложившись в среднем эоцене, сохраняет активность и в настоящее время.

На юге Идзу-Бонинская дуга разделяется на остаточную (Западно-Марианский хребет) и действующую Марианскую вулканическую дугу, между которыми лежит Западно-Марианская котловина с глубинами до 4 км. Западно-Марианская котловина - одна из самых молодых; на ее оси рифтовая зоны демонстрирует гидротермальную активность, а сла-

бо выраженные магнитные аномалии определены как миоцен-плиоценовые.

Марианская дуга образовалась в эоцене, а в миоцене и плио-плейстоцене здесь было два периода усиления вулканической активности. Её окаймляет самый глубокий в мире Марианский желоб с максимальной отметкой в 11022 м. Зона Бенъофа от желоба прослежена до глубины 680 км, причем с глубины 300 км падение сейсмофокальной зоны становится почти вертикальным. Аккреционный комплекс вдоль дуги отсутствует, а на приостровном склоне в плоскостях сбросов обнажается полный разрез океанской коры с серпентинитовыми прогнотозиями.

На о-вах Палау выступают эоценовые вулканиты, перекрывающиеся миоценовыми рифовыми известняками.

XI. АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ (НЕОТЕТИЧЕСКИЙ) ПОЯС ЕВРОПЫ, АФРИКИ И АЗИИ

После главных индосинийских деформаций, связанных с коллизией блоков разного масштаба в Юго-Восточной Азии, океанская система Палеотетиса и частично Мезотетиса была закрыта, но продолжила развитие система Неотетиса позднего мезозоя-кайнозоя.

Альпийско-Гималайский пояс занимает огромные пространства юга Европы, северо-запада Африки и часть юга Азии. Его общая длина от Гибралтара до Индонезии составляет около 17 тыс. км. Пояс включает несколько ветвей (рис. 29).

1) Пиренеи - Альпы - Карпаты - Балканиды - Понтиды - Малый Кавказ - Эльбурс - Туркмено-Хорасанские горы. Ветвь заканчивается близ ирано-афганской границы.

2) Северная Добруджа - Горный Крым - Большой Кавказ - Копетдаг. Здесь на востоке второй пояс смыкается с первой ветвью.

3) Апеннины - Калабриды - Северная Сицилия - Тунисский пролив - Телль (Тунис и Алжир) - Эр-Риф в Марокко; через Гибралтарскую дугу структуры Эр-Рифа продолжают в Бетскую Кордильеру юга Иберийского п-ова, а затем - на Балеарские о-ва, восточнее которых обрываются молодым Алжиро-Прованским бассейном Западного Средиземноморья.

4) Динариды - Эллиниды - Эгейское море - Критская дуга - Тавриды - Загрос - Белуджистанские горы - Гималаи; последние на востоке торцово сочленяются с Индо-Бирманскими цепями, которые далее на юго-восток продолжают в виде Зондско-Бандской дуги Индонезии. Здесь Тетический пояс смыкается с Западно-Тихоокеанским (Филиппины, Меланезия).

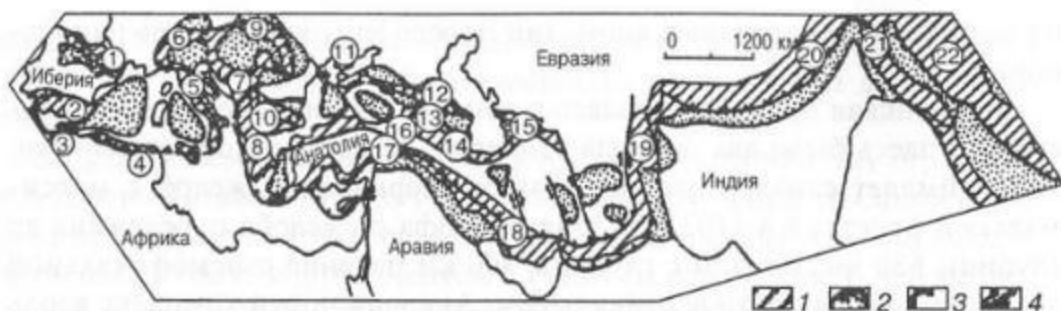


Рис. 29. Генерализованная структурная схема Альпийско-Гималайского пояса (по В. Е. Хаину):

1 - складчато-покровные сооружения; цифры в кружках: 1 - Пиренеи, 2 - Бетская Кордильера, 3 - Эр-Риф, 4 - Телль-Атлас, 5 - Апеннины, 6 - Альпы, 7 - Динариды, 8 - Эллиниды, 9 - Карпаты, 10 - Балканиды, 11 - Горный Крым, 12 - Большой Кавказ, 13 - Малый Кавказ, 14 - Эльбурс, 15 - Копетдаг, 16 - Восточные Понтиды, 17 - Тавриды, 18 - Загрос, 19 - Белуджистанские горы, 20 - Гималаи, 21 - Индо-Бирманские цепи, 22 - Зондско-Бандская дуга. 2 - передовые прогибы и межгорные впадины; 3 - надвиговые фронты; 4 - сдвиги

XI.1. Пиренейско-Эльбурская ветвь

Обзор этой ветви мы начнем с Альп, поскольку современные представления о строении горно-складчатых сооружений и их эволюции берут истоки именно с этой системы, служащей своеобразным эталоном.

XI.1.1. Альпы

Покровно-складчатое сооружение Альп образует выпуклую к северо-северо-западу дугу протяженностью около 1200 км. Юго-западным окончанием они достигают берегов Средиземного моря и северо-восточной Корсики, на северо-востоке Альпы погружаются под выполнение Венского бассейна. В районе Генуи от Альп на юг ответвляются Апеннины, а на юго-востоке - Динариды. На значительном протяжении с севера к Альпам примыкает передовой молассовый прогиб; от Апеннин их отделяет Паданский прогиб, общий для обоих горных сооружений.

Рассмотрим Альпы в соответствии с их поперечной зональностью, с севера на юг (рис. 30).

Предальпийский прогиб. На западе этот прогиб замыкается в районе Женевы, а на востоке несколько западнее Вены. Прогиб возник в самом конце эоцена и заполнен олигоцен-миоценовыми молассами мощностью до 6 км, которые залегают на платформенном чехле мезозоя-палеоцена. Этот чехол смят и нарушен надвигами на севере прогиба в районе Юрских гор. Здесь он сорван с палеозойского фундамента по эвапоритам триаса за счет давления со стороны Альп в конце миоцена. В это же время были деформированы молассы внутреннего борта прогиба.

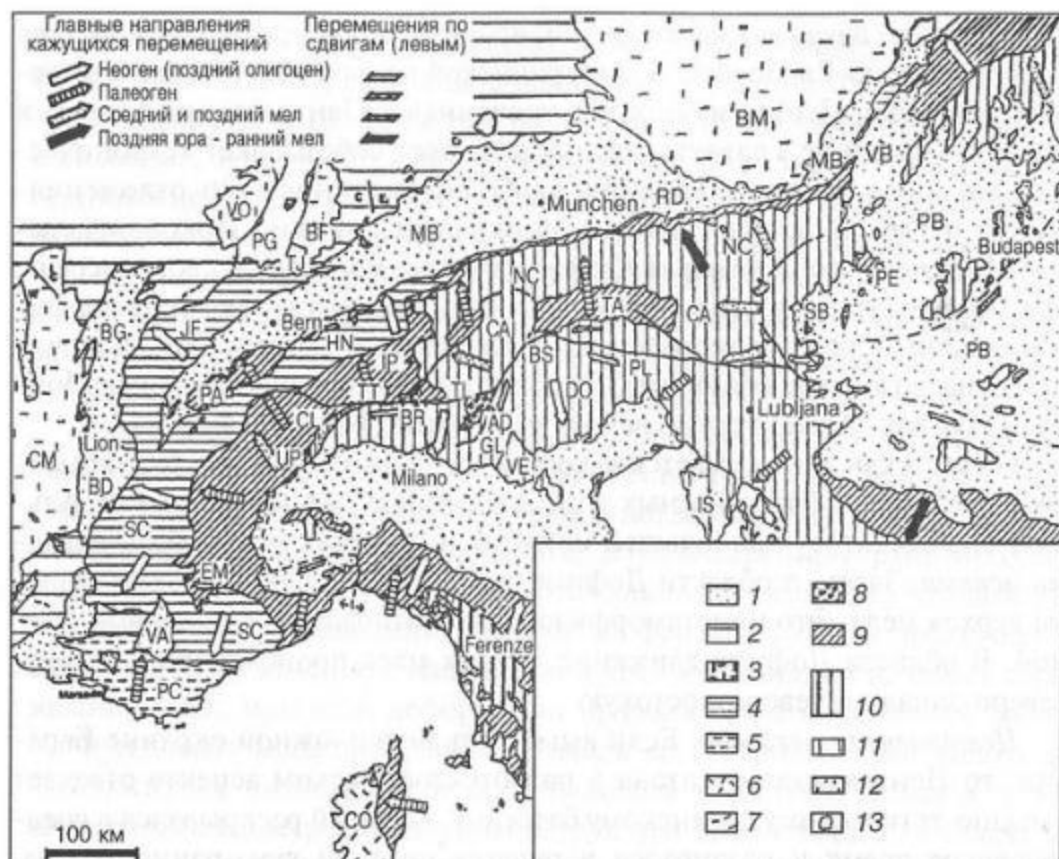


Рис. 30. Тектоническая схема Альп (по Р. Трюмпи, упрощено):

1 - олигоцен-неогеновые бассейны, 2 - европейский мезозой и эоцен, 3 - европейский фундамент, 4 - 5 - складки и покровы: 4 - европейские, 5 - пиренейские; 6 - иберийский фундамент (Корсика), 7 - складки форланда, 8 - неогеновые вулканиты, 9 - Пеннинские, Лигурийские и внутренние Динарские покровы, 10 - Апулийские (Адриатические) покровы, 11 - апулийский мезозой и палеоген, 12 - третичные гранитоиды, 13 - импактные кратеры. Европейский форланд, бассейны форланда и межгорные впадины: BD - Нижний Дофинэ, BF - Шварцвальд, BG - грабен Бресс, BM - Богемский массив, CM - Центральный Французский массив, CO - Корсика, MB - Молассовый бассейн, PB - Паннонский бассейн, PC - цепи Прованса, RGr - Рейнский грабен, SB - Штирийский бассейн, TJ - Столовая Юра, VA - бассейн Валенсоль, VB - Венский бассейн, VO - Вогеzy. Внешние зоны. HN - Гельветские покровы, JF - складки Юры, SC - Субальпийские цепи. Пеннинские и Австроальпийские покровы: CA - покровы центрального австроальпийского фундамента, EM - покровы Амбрюне, IP - Интрапеннинский комплекс, NC - Северные Известняковые Альпы, PA - Предальпы; RD - Рено-Дунайский флиш, RE - тектоническое окно Рехниц, TA - тектоническое окно Тауэрн, TT - узел Тичино-Точе, UP - ультрапеннинские покровы. Третичные гранитоиды: AD - Адамелло, BR - Бергель, IS - Истрия

Северная (Внешняя) мегазона. В основании мегазоны обнаруживается цоколь Западно-Европейской эпигерцинской платформы. Мегазона включает три зоны. Первая из них, приуроченная к Центральным Альпам и носящая название Гельветской, представляет собой пакет тектонических покровов, которые сложены карбонатно-глинистыми отложениями (от перми до эоцена) пассивной окраины Евразии. Покровы переброшены через зону *Внешних Кристаллических массивов*. В свою очередь, эти массивы надвинуты к северу; они образованы глубоко метаморфизованными породами герцинского и кадомского комплексов, включая нижнепалеозойские офиолиты. В состав этой зоны входят массивы Монблан, Готард, Аржентера и некоторые другие, более мелкие.

Гельветская зона сужается к востоку и здесь полностью перекрывается покровами более южных зон, но к западу, во Французских Альпах, она достигает наибольшей ширины и представлена *Субальпийскими цепями*. Здесь, в области Дофине, установлены классические разрезы верхов мела. Это неметаморфизованные отложения с обильной фауной. В области Дофине движение горных масс происходило к северу, северо-западу и северо-востоку.

Центральная мегазона. Если выше речь шла о южной окраине Евразии, то Центральная мегазона в палеотектоническом аспекте отвечает западно-тетическому океанскому бассейну, который раскрывался в среднеюрское время и развивался в течение поздней юры-раннего мела. Основная часть этого бассейна была общей и для Альп, и для Северных Апеннин, и она носит название *Лигуро-Пьемонтский океан* (ответвление основного океана Тетис). В этом “малом океане” спредингу предшествовал континентальный рифтинг по модели пологого сброса в середине триаса-ранней юре. В разрезе отложений этого бассейна кроме офиолитов батского возраста, представляющих его спрединговую океанскую кору, присутствуют мощные черносланцевые толщи, которые испытали начальный метаморфизм и образовали серию т. н. “блестящих сланцев”. Блестящие сланцы датируются поздней юрой-ранним мелом. Выше блестящих сланцев залегает верхнемеловой-палеоценовый флиш. Все четыре элемента описываемой мегазоны, а именно, субстрат, офиолиты, блестящие сланцы и флиш, к настоящему времени перемещены на многие десятки километров, особенно в Центральных Альпах, и перекрывают здесь Гельветские покровы. При этом отложения в покровах фантастически перемяты. Кроме того, поверх покровов блестящих сланцев во многих местах залегают покровы Адрии (Адриатической микроплиты) - выступа Африканской платформы.

В Восточных Альпах имеются крупные тектонические окна (Энгадин, Высокий Тауэрн и др.), которые сыграли огромную роль в выявлении покровной структуры Альп. В этих окнах выступают все четыре описанных тектоно-стратиграфических элемента, которые за предела-

ми окон, в свою очередь, перекрыты Австроальпийскими покровами. Последние были перемещены с южного обрамления Лигуро-Пьемонтского океана. Эти покровы еще более высокие, занимают более южное положение, и в их строении значительную роль играют кадомские и герцинские серии фундамента, палеозойские отложения пассивной окраины Гондваны и триасово-нижнеюрский карбонатный чехол.

Первые деформации на востоке Центральной мегазоны начались в конце юры-начале мела, а фаза перемещения позднейших австроальпийских покровов имела место в середине мела (австрийская фаза по Штилле). Заключительная фаза становления покровов - олигоцен-миоцен.

Южная мегазона. От основной части Альп эта мегазона отделена молодым олигоцен-миоценовым Инсубрийским разломом, который представляет собой верхнекоровый взброс (иногда надвиг) с правосдвиговой компонентой. Зона разлома сопровождается внедрением гранитных плутонов. Южные Альпы рассматриваются как передовая часть Адриатической микроплиты, надвигание которой на форланд Европы происходит с середины мела. Именно с надвиганием этой микроплиты началось образование Альп, при этом деформации продолжают в настоящее время.

Фундамент мегазоны обнажен вдоль ее северного края вплоть до гранулитовых низов коры и даже перехода к мантии. Чехол в целом здесь сходен с австроальпийским. Структура Южных Альп - складчато-надвиговая, с вергентностью к югу (в сторону Адрии); имеет место срыв чехла с фундамента по верхнепермско-триасовым эвапоритам.

Паданский прогиб является общим для Альп и Апеннин - для первых тыловым, для вторых передовым. Этот пологий в поперечном сечении прогиб заполнен плиоцен-четвертичной молассой мощностью до 9 км. В разрезе молассы обнаружены довольно крупные газовые месторождения. На юго-восток прогиб продолжается вдоль восточного склона Апеннин в виде Брандского передового прогиба.

В целом первые интенсивные деформации сжатия Альпийский ороген испытал в середине мела, особенно его восточный сегмент. Этот этап деформаций вызвал метаморфизм высокого давления и низких температур. После этого деформации возобновились в конце эоцена, достигнув пика в олигоцене, когда произошла основная коллизия Адрии и Евразии. Последнее событие имело следствием заложение молассовых прогибов. По периферии орогена деформации продолжались до позднего миоцена, а напряжения сжатия проявляются и сейчас, вызывая медленный подъем Альп (около 1 мм в год), который почти полностью компенсируется денудацией.

XI.1.2. Пиренеи

Это горно-складчатое сооружение простирается по северу Пиренейского (Иберийского) п-ова, отделяя его от остальной Западной Европы.

К юго-востоку Пиренеи продолжают под водами Лионского залива, будучи разорванными рифтом, и через территорию Прованса юга Франции соединяются с Альпами. Ядро Пиренеев в основном сложено герцинским комплексом, хотя имеются остатки более древних массивов.

Пиренейская покровно-складчатая структура длиной около 1200 км возникла на границе Евразийской и Иберийской плит в позднем эоцене. Она построена относительно симметрично, хотя южная вергентность несколько преобладает (рис. 31). С севера Пиренеи окаймляются *Предпиренейским (Адурским) молассовым прогибом*, который к западу уходит в Бискайский залив. С юга также имеется предгорный прогиб - *Эбро*, замыкающийся на западе впадиной Дуэро.

Большую роль в строении Пиренеев играет Северо-Пиренейский разлом, который сегодня выражен в виде крутого надвига в северном направлении, а в момент своего заложения являлся левосдвиговой зоной между двумя литосферными плитами.

В Пиренеях с севера на юг выделяются следующие зоны.

Субпиренейская. Фактически она представляет собой южное крыло передового прогиба. Здесь мезо-кайнозойский чехол сорван с фундамента по триасовым эвапоритам, хотя и относительно слабо дислоцирован.

Северо-Пиренейская. В этой зоне в складчато-покровные деформации кроме чехла местами вовлечены породы герцинского фундамента.

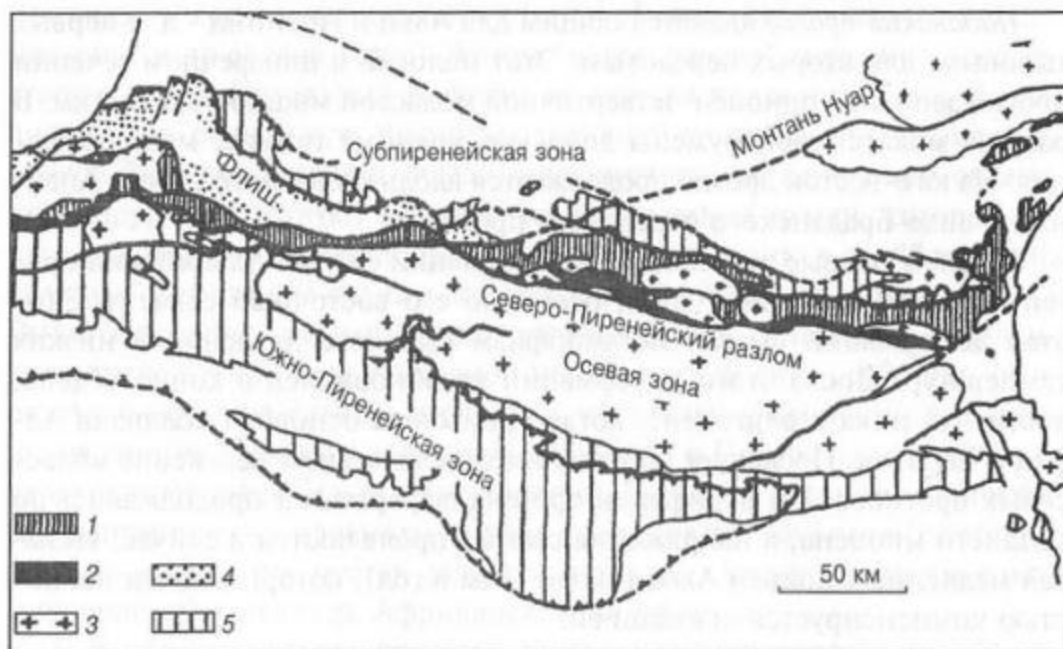


Рис. 31. Тектоническая схема Пиренеев (по Ж. Добельмасу):
1 - Северо-Пиренейская зона, 2 - Метаморфический пояс, 3 - Осевая зона, 4 - флиш, 5 - Южно-Пиренейская зона

Осевая зона. Основное значение в ней имеют выступы гранито-метаморфического основания герцинид. В подошве этого палеозойского комплекса часто обнаруживаются гнейсы и гранулиты (видимо, кадомский комплекс). На них залегают мощные толщи кембрия-среднего карбона, степень метаморфизма которых убывает снизу вверх - от амфиболитовой фации до зеленосланцевой. Девон-средний карбон уже не метаморфизован и представлен терригенно-карбонатными разностями. В среднем карбоне (в середине вестфала) наблюдается крупное несогласие, и вышележащие отложения верхнего карбона-перми относятся к молассам, прорванным разновозрастными гранитными плутонами. Молассы выше сменяются германотипным триасом, содержащим прослой базальтоидов, а также солей в верхах разреза. В основном они выполняют рифтогенный прогиб по северному краю орогена. Юрско-нижнемеловые отложения слагают платформенный чехол, общий для Иберии и Европы.

Южно-Пиренейская зона. Эта зона самая широкая и имеет типичную многоярусно-покровную структуру. В строении верхних покровов участвует платформенный чехол, сорванный по триасовым эвапоритам, а в нижние покровы вовлечено герцинское основание. Данные покровы частично перекрывают передовой прогиб Эбро, заполненный олигоцен-миоценовой молассой. В центральной части этого прогиба присутствуют эвапориты олигоценового возраста.

Пиренейская система заложилась в конце раннего мела (апте-альбе) в связи с раскрытием Бискайского залива. В это время на месте будущего орогена возник глубокий прогиб, заполненный черными сланцами. Первая фаза складчатости произошла в сеномане и сопровождалась внедрением глубинных основных и ультраосновных пород. Затем последовало флишеннакопление, завершившееся новой фазой деформаций на границе мела и палеогена. Главной фазой складчатости была пиренейская (конец среднего эоцена), но на южном склоне беспокойная тектоническая обстановка сохранялась до олигоцена. В миоцене происходит общее воздымание этой складчатой области.

XI.1.3. Карпаты

Карпаты (рис. 32) отделены от Альп наложенным Венским бассейном. Имея протяженность около 1500 км, в плане Карпаты выгнуты к восток-северо-востоку; этот изгиб их вторичен и образовался в миоцене под влиянием давления со стороны Адриатического выступа.

Покровно-складчатая дуга Карпат вдоль своего изменчивого простирания подразделяется на отдельные сегменты: *Западный*, *Восточный* (*Центральный*) и *Южный*. По строению сегменты отличаются довольно существенно, но при этом сохраняют общий тип поперечной зональности. Эта зональность выражается в присутствии трех мегазон: *Предкар-*

патского передового прогиба, Внешней (Флишевой) и Внутренней. Последняя в Румынии именуется *Кристаллическо-Мезозойской*, поскольку в ней широко обнажается доальпийский кристаллический фундамент, а чехол большей частью сложен мезозойскими образованиями.

Предкарпатский прогиб своим внешним краем наложен на различные структурные элементы доальпийской Европы - от Богемского массива на северо-западе до Восточно-Европейской платформы на востоке и Мизийской плиты на юге. Прогиб развивался в течение среднего миоцена-

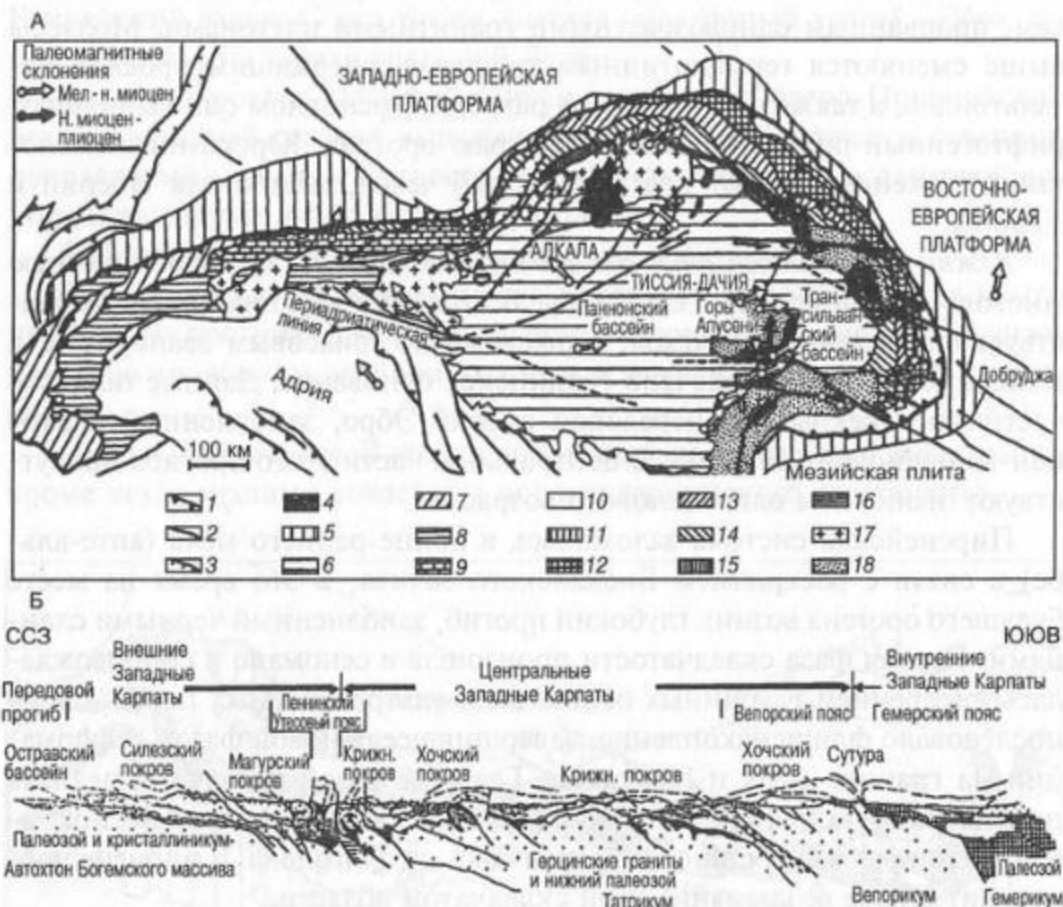


Рис. 32. Альпийско-Карпатско-Паннонская система:

А - тектоническая схема (по Х. Г. Линцеру и др.). Отдельные блоки (АЛКАПА, Тиссия-Дачия, Адрия) выделены по палеомагнитным склонениям, указывающим на их однородное кинематическое поведение. Б - геологический профиль через Западные Карпаты (по Д. Н. Андрусову). 1 - главные надвиги, 2 - сдвиги, 3 - сбросы, 4 - неогеновые вулканиты, 5 - передовые прогибы, 6 - неогеновые впадины, 7 - Гельветские покровы, 8 - Пеннинские покровы, 9 - Северные Известняковые Альпы, 10 - Субкарпатские покровы, 11 - покровы краевых складок, 12 - покровы Таркэу-Сколе-Силезские, 13 - покровы Аудиа-Макла-"конволютный флиш"-Дукла, 14 - Ренодунайский флиш, 15 - Пьенинский Утесовый пояс, 16 - Трансильваниды-Вардарская зона, 17 - Австроальпийские покровы, 18 - Дациды

позднего плиоцена. Максимальная мощность молассового выполнения прогиба (до 10 км) наблюдается на изгибе дуги при переходе от Восточных к Южным Карпатам. В составе моласс присутствуют среднемиоценовые эвапориты, которые образуют диапировые структуры. Внутреннее крыло прогиба участвует в покровной структуре Карпат и частично перекрыто флишевыми сериями, залегающими также в виде покровов.

Внешняя флишевая мегазона. В ее пределах развита мощная серия мел-палеогенового флиша. В более внутренней области мегазоны с олигоцен-нижнемиоценового уровня флиш сменяется переходными к молассам разностями, а в более внешней области - черносланцевой *менилитовой формацией*. В целом мегазона представляет собой огромную аккреционную призму, где пакеты покровов перемещены к востоку на десятки километров. Становление покровов произошло главным образом к началу среднего миоцена.

В Западных и в северной части Восточных Карпат на границе между Внешней и Внутренней мегазонами выделяется очень специфическая и важная *Пьенинская Утесовая (Клипповая) зона*. Зона очень узкая, около 15 км шириной, но протягивается почти на 500 км. Она сложена макромеланжем, в котором перемешаны фрагменты преимущественно юрско-нижнемеловых карбонатных пород, как пелагических, так и мелководных. Эти биогенные известняки слагают утесы, а их "оболочку" составляют мергели среднего-верхнего мела. Вдоль южного края этой зоны развиты альб-сеноманские конгломераты с разнообразной "экзотической" галькой, включая обломки триасовых известняков, юрско-меловых вулканитов, меловых(?) гранитов, а, главное, фрагментов офиолитов и глаукофановых сланцев верхней юры, заключенных в баррем-аптских известняках. Начало деформации этой зоны приходится на альб, когда произошло столкновение внутренней дуги Карпат с краем Евразии. Пьенинский комплекс был сорван с основания и образовал серию покровов в кампанское время. Кордильера, с которой происходил снос экзотического материала, была полностью поглощена в процессе субдукции приблизительно в конце сенона. Утесовая зона испытала вторичные деформации в ларамийскую фазу, а окончательно ее структура оформилась в течение олигоцена-самого начала среднего миоцена (штирийская фаза).

Внутренняя мегазона. В Западных Карпатах в составе Внутренней мегазоны выделяют три основных комплекса, разобщенных сутурами: *Татриды, Вепориды и Гемериды*. Комплексы надвинуты друг на друга в северном направлении. В состав комплексов входят породы возрастом от позднего протерозоя до мезозоя, причем в ядра отдельных структур внедрены герцинские гранитоиды.

В северо-западной части Восточных Карпат (восточная Словакия и Украина) Внутренняя мегазона большей частью перекрыта Закарпатс-

ким молассовым прогибом и неогеновыми вулканитами. В Украинских Карпатах параллельно Пьенинской зоне протягивается еще одна утесовая зона - *Мармарошская*, имеющая такое же сложное олистостромо-во-меланжевое строение с элементами верхнеюрской(?) офиолитовой ассоциации. В районе украинско-румынской границы эта зона с северо-востока обрамляет основной верхнедокембрийско-палеозойский метаморфический комплекс Восточных Карпат, который вместе со слабо метаморфизованными верхнепалеозойско-мезозойскими породами составляет тектонические покровы, надвинутые к северо-востоку.

В юго-западной Румынии прослеживается крупная, широтного простирания *Мурешская офиолитовая зона*. На востоке она скрывается под неогеновой *Трансильванской впадиной*. Офиолиты имеют среднетриасово-позднеюрский возраст. После их внедрения здесь имел место этап флишеннакопления, а с апта до конца мела - период длительных деформаций. Все выполнение этого бассейна было шарьировано на кристаллическое ядро Восточных Карпат (т. н. Трансильванские покровы), а также к юго-востоку - на ядро Южных Карпат.

В конце мела-палеоцене на юге Карпат на фоне затухающей субдукции океанской коры возникла известково-щелочная вулканическая дуга, которая от этого района протягивалась далеко к югу и юго-востоку - в Балканиды, Понтиды, Закавказье и Северный Иран. К ее описанию мы еще вернемся в дальнейшем изложении.

Карпаты сохраняют сейсмическую активность. Последнее крупное землетрясение в зоне Вранча Восточных (румынских) Карпат произошло в 1977 г. Оно ощущалось даже в Москве.

XI.1.4. Балканиды

Эта покровно-складчатая система занимает восточную часть Балканского п-ова, изменяя свое простирание от юг-юго-восточного на западе до субширотного на востоке. Фактически Балканиды составляют единую с Карпатами огромную, выпуклую к западу дугу (рис. 33). Продолжение Балканид в Черном море не ясно, отсюда не очень понятен характер их сочленения с более восточной системой - Понтидами. В указанную дугу вписана Мизийская (Мёзийская) плита с эпибайкальским фундаментом, которая является общим форландом для Южных Карпат и Северных Балканид.

Северная мегазона Балканид простирается вдоль южного края Мизийской плиты и представлена горным сооружением *Старой Планины*. В ее осевой зоне залегает сложно перемятый доверхнепалеозойский комплекс с неопротерозойско-кембрийской(?) офиолитовой ассоциацией. Верхний палеозой представлен молассой, угленосной в карбоне и красноцветной в перми. Разрез прорван интрузиями гранитоидов. Мезозойский чехол распространен по крыльям осевого поднятия. В целом он

похож на таковой Мизийской плиты, но имеет большую мощность (до 4,0 - 4,5 км). Верхнеюрско-нижнемеловые отложения относятся к флиш-оидному типу. Все породы дислоцированы и надвинуты к северу. Особенности состава и тектоники позволили выделить северную область мегазоны в отдельную *Предбалканскую зону*, которая занимает значительную часть территории Болгарии. На востоке между этой зоной и

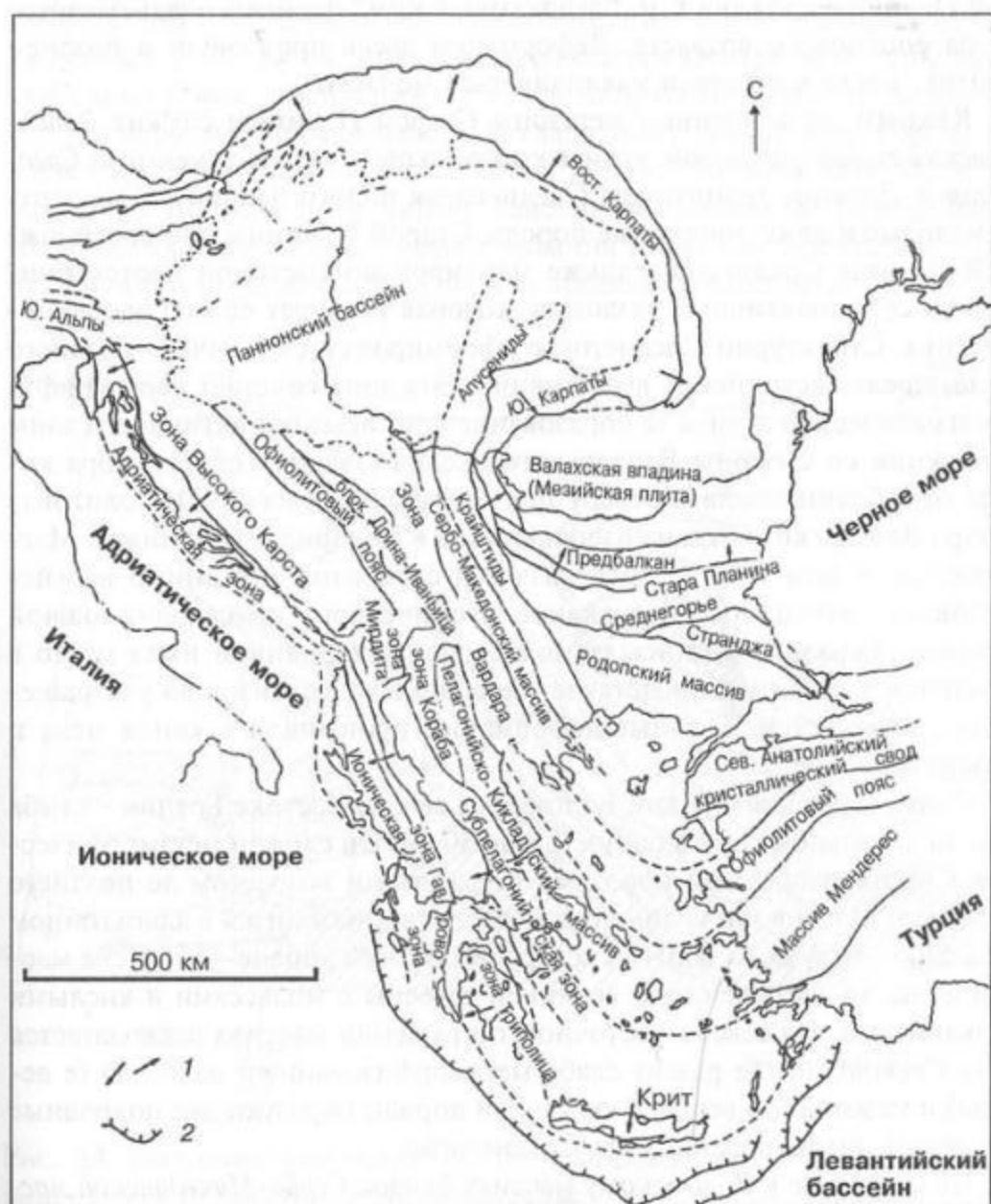


Рис. 33. Тектоническая схема Карпато-Балканид и Динаро-Эллинид (по В. Швану):

1 - вергентность структур, 2 - система Эллинских желобов

Старой Планиной располагается *Нижнекамчийский передовой прогиб*, выполненный молассой самого конца эоцена-неогена мощностью более 4 км. На востоке мегазоны располагается своеобразная *Котельская зона*, которая по строению и составу мезозойских пород резко отличается от Старой Планины. Данная зона считается остатком шарьяжа из значительно более южной области Балканид, надвинутого в австрийскую фазу (средний мел). Вся восточная, причерноморская часть Старой Планины сложена т. н. "лудокамчийским" флишем позднемелового-палеоценового возраста. Деформации здесь произошли в позднем эоцене, после чего стали накапливаться молассы.

Южным ограничением мегазоны Старой Планины служит *Забалканский глубинный разлом*, южнее которого располагается мегазона *Среднегорья*. Древние гранитоиды Среднегорья полого надвинуты на верхнемеловые и даже эоценовые породы Старой Планины. По своей южной границе Среднегорье также маркировано системой неотектонических сейсмоактивных разломов, которая отделяет ее от Родопского массива. Структурно Среднегорье сформировалось в начале позднего мела, после австрийских деформаций. Эта зона сочетает черты рифта и магматической дуги, а ее образование приписывают активности зоны субдукции со стороны Вардарского океана (залива Тетиса), кора которого субдуцировала к северу под Родопский массив. Офиолитовая сутура Вардарского океана располагается в Динаридах (см. ниже). Магматическая дуга Среднегорья является сегментом огромного верхнемелового-палеоценового вулканоплутонического пояса близ южной границы Евразии. В описываемом сегменте вулканизм имел место в основном в сеноне и представлен породами от толеитов до ультращелочных разностей. Главные деформации произошли в конце мела и позднем эоцене.

Родопский массив на юге Болгарии и северо-востоке Греции - глыба континентальной коры мощностью до 50 км. Он сложен метаморфическими протерозойскими породами и гранитами возрастом до позднего палеозоя. Массив, по крайней мере частично, находится в аллохтонном залегании, будучи надвинут к северу. В позднем эоцене-олигоцене массив испытал растяжение, и возникли грабены с молассами и кислыми вулканитами. На северо-восточном погружении массива располагается зона *Страндж*, где развит слабо метаморфизованный палеозой (с девона) и мезозой (до верхней юры). Эти породы образуют две покровные пластины, шарьированные на Среднегорье.

По структуре к Родопскому массиву близок *Сербо-Македонский массив*, который ограничивает Балканиды с запада, отделяя их от Динарид-Эллинид, и простирается от Дуная до Эгейского моря. Он сложен преимущественно верхним докембрием. На западе и юге массив имеет надвиговые границы.

IX.1.5. Черное море

Глубоководная Черноморская впадина, очерченная изобатой 2000 м, подразделяется на западную и восточную части (*Западно- и Восточно-Черноморская впадины*, соответственно) (рис. 34). Большинство исследователей, основываясь на геофизических данных, предполагает, что Западно-Черноморская впадина подстилается корой океанского или субокеанского типа, тогда как Восточно-Черноморская - утоненной континентальной. Мощность осадочного чехла на западе достигает 15 км, на востоке - 12 - 13 км. Впадины разделяются Центрально-Черноморским поднятием, состоящим из валов Андрусова и Архангельского с северо-западным простираением. По западному склону поднятия намечается крупный левый сдвиг. Данный разлом, по-видимому, является одним из продолжений линии Тейсейра-Торнквиста. Центрально-Черноморское поднятие в своем основании имеет континентальную кору, а мощность осадочного слоя в его пределах сокращается до 5 - 9 км.

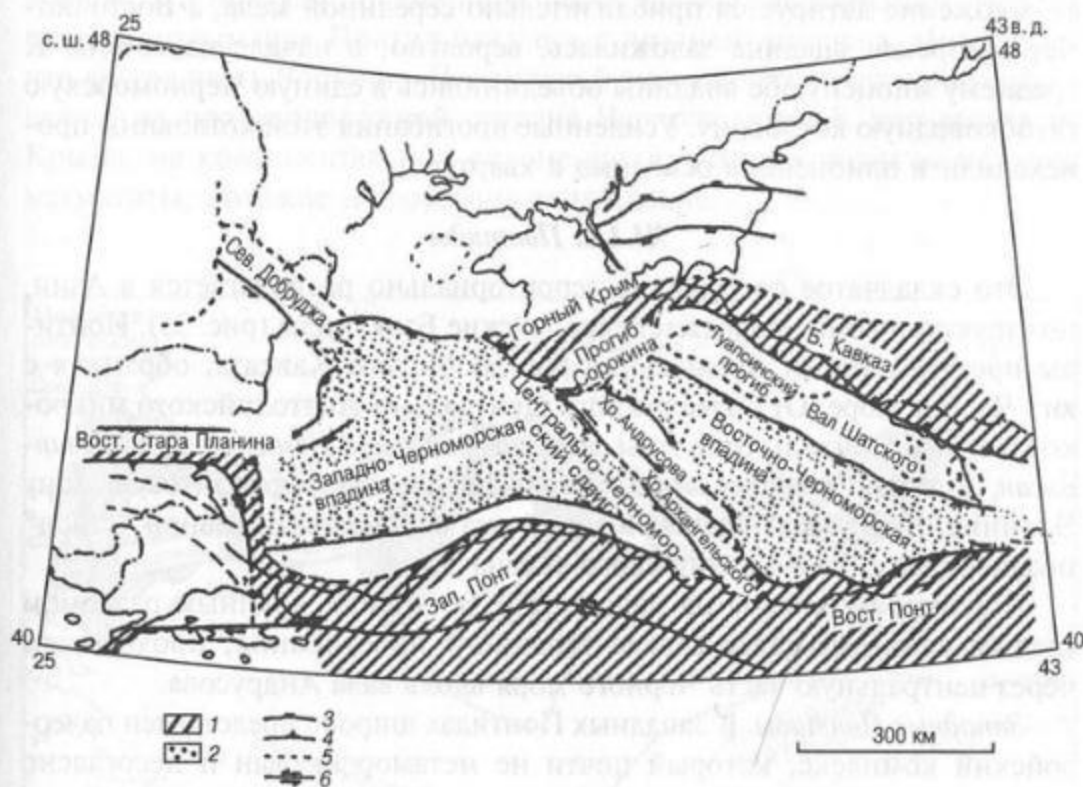


Рис. 34. Тектонические элементы Черноморской впадины и ее обрамления (по Э. Робинсону, с добавлениями):

1 - зоны главных третичных деформаций сжатия, 2 - субокеанская (Западно-Черноморская впадина) и утоненная континентальная кора (Восточно-Черноморская впадина), 3 - границы главных областей растяжения, 4 - границы главных областей сжатия, 5 - прочие границы, 6 - главные сдвиги

Вдоль континентальных подножий Крыма и Кавказа протягиваются глубокие прогибы Сорокина и Туапсинский, выполненные главным образом глинистыми отложениями майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен). Глины слагают многочисленные линейные складки диапирового типа, осложненные надвигами с южной и юго-западной вергентностью. Складки часто венчаются грязевыми вулканами. Эти прогибы являются тыловыми для Горно-Крымского и Кавказского складчатых сооружений и связаны с поддвигом коры Восточно-Черноморской впадины под эти сооружения. Туапсинский прогиб отделен от Восточно-Черноморской впадины валом Шатского, близким по простиранию и строению к Центрально-Черноморскому поднятию. Его продолжением на суше служит Гудаутское поднятие Закавказского массива (см. ниже).

Обе впадины Черного моря считаются продуктом задугового рифтинга при субдукции коры Неотетиса под Понтийскую дугу Турции. При этом Западно-Черноморская впадины может быть более древняя - ее заложение датируется приблизительно серединой мела, а Восточно-Черноморская впадина заложилась, вероятно, в начале палеогена. К среднему миоцену обе впадины объединились в единую Черноморскую глубоководную котловину. Усиленные прогибания этой котловины происходили в плиоцене, а особенно в квартере.

XI.1.6. Понтиды

Это складчатое сооружение территориально располагается в Азии, но структурно оно продолжает европейские Балканиды (рис. 35). Понтиды простирается от пролива Босфор до Малого Кавказа, обрамляя с юга Черное море. От более южного Центрально-Анатолийского микроконтинента Понтиды отделены *офиолитовой зоной Измир-Анкара-Эрзинджан*, которая к востоку продолжает Вардарскую офиолитовую зону Эллинид. Вместе с Вардарской зоной она составляет основной "ствол" позднепалеозойско-мезозойского океана Тетис.

Понтиды разделены на Западные и Восточные крупным разломом (левым сдвигом) север-северо-западного простирания, проходящем через центральную часть Черного моря вдоль вала Андрусова.

Западные Понтиды. В Западных Понтидах широко представлен палеозойский комплекс, который почти не метаморфизован и несогласно залегает на гнейсах позднедокембрийского(?) возраста. В районе Стамбула нижний кембрий сложен флишевыми образованиями. Близ Зонгулдака разрабатываются угли среднекарбонового возраста. Здесь в этих отложениях обнаружена типичная европейская вестфальская флора. Пермо-триас представлен красноцветами. Весь этот палеозойский разрез похож на разрезы Мизийской плиты и, таким образом, принадлежит Европе в отличие от смежных более южных зон Анатолии, которые

демонстрируют родство с Африкой. Вероятно, область Западных Понтидов была перемещена к югу по сдвигам во время раскрытия Западно-Черноморской впадины в конце раннего мела. На северный край этой области наложено продолжение магматической дуги болгарского Среднегорья.

Восточные Понтиды простираются к востоку от м. Самсун. С юга на эту зону обдуцированы офиолиты Измир-Анкарско-Эрзинджанской зоны. Восточные Понтиды представлены главным образом образованиями позднемеловой-палеоценовой магматической дуги, которая занимает всю северную часть этого сооружения. В дуговой ассоциации развиты известково-щелочные вулканиты, в меньшей степени - толеиты в сочетании с крупными плутонами гранитоидов. На юге Восточных Понтидов выступает среднепалеозойское метаморфическое основание, на котором несогласно лежит континентальный верхний палеозой или вулканогенная средняя юра. Разрез продолжается до неокома, после чего наблюдается крупный перерыв. Осадконакопление здесь возобновилось в среднем эоцене, а в позднем эоцене произошли главные деформации. Интенсивное воздымание Понтидов началось с позднего миоцена. Интересно, что другая часть Восточно-Понтийской вулканической дуги обнаруживается на противоположной стороне Черного моря. К юго-западу от Крыма, на континентальном склоне драгированием подняты меловые магматиты, похожие на восточно-понтийские.



Рис. 35. Тектоническая схема Анатолии (по А. Пуассону):

Элементы евразийского происхождения отмечены крапом; более южные гондванские элементы оставлены белыми

Почти вдоль всего простираения Понтиды рассечены активным Северо-Анатолийским правым сдвигом, который возник в конце среднего-начале позднего миоцена в ответ на раскрытие Красного моря, создавшего современную кинематику микроплит Восточного Средиземноморья. Этот сдвиг маркирует северную границу Анатолийской микроплиты, включающей всю обширную область к югу от Понтиды до северной части акватории моря Леванта (самого востока Средиземного моря). На подходе с востока к Мраморному морю сдвиг разделяется на три ветви, между которыми располагаются глубокие современные сдвигово-раздвиговые бассейны Мраморного моря и Северо-Эгейского бассейна. Со сдвигом связан ряд довольно редких, но катастрофических землетрясений. Северо-Анатолийский сдвиг, подобно многим другим крупным структурным элементам Восточно-Средиземноморской области, возник под влиянием Аравийского индентора.

XI.1.7. Закавказская межгорная зона и Малый Кавказ

Зона Северо-Закавказских молассовых прогибов включает две впадины - Рионскую, раскрывающуюся в Черное море, и Куринскую, продолжающуюся в Южный Каспий. Прогибы занимают положение межгорных по отношению к структурам Большого и Малого Кавказа. Рионский прогиб в Западной Грузии перекрывает так называемую "*Грузинскую глыбу*", фундамент которой сложен позднепротерозойскими метаморфитами и позднепалеозойскими гранитами, обнажающимися в Дзиркульском массиве. Этот комплекс основания перекрыт осадочным чехлом возрастом от карбона до олигоцена. В составе чехла Грузинской глыбы присутствуют островодужные вулканиты байоса ("порфиритовая серия"), лимническая угленосная формация бата и лагунные (включая эвапориты) породы верхней юры. Последние содержат прослои щелочных базальтов. В восточной части Куринской впадины домолассовое основание вскрыто Саатлинской сверхглубокой скважиной. В низах разреза обнаружены вулканиты мощностью более 5 км, которые датированы средней юрой-низами верхнего мела. Вулканиты имеют островодужную природу.

Возраст собственно моласс - олигоцен-плиоценовый (отчасти четвертичный). Их мощность превышает 6 км. Моласса начинается с преимущественно глинистых отложений майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен) и песчано-глинистых среднего миоцена, которые выше сменяются грубообломочными образованиями континентального происхождения. На востоке Куринской впадины верхний миоцен-квартер представлены мелководно-морскими осадками.

Малый Кавказ, простирающийся от юго-восточного побережья Черного моря до юго-западного побережья Каспийского, имеет довольно четкую поперечную зональность (рис. 36). *Северная зона* Малого Кавказа

на северо-западе включает *Аджаро-Триалетскую систему*, который занимает существенный сектор юго-восточного угла Черного моря, а к востоку продолжается до района Тбилиси. Эта система является составной частью Восточно-Понтийской вулканической дуги, в которой развиты альб-раннесенонские щелочные вулканиды. Палеоцен и эоцен здесь сложены туфогенным флишем и мощными вулканидами субщелочного и щелочного ряда. Весь комплекс в конце среднего эоцена был дислоцирован в линейные складки, прорван диоритовыми плутонами и надвинут на более северные молассовые прогибы. Вулканическая дуга прослеживается и на крайнем юго-востоке Северной зоны Малого Кавказа, в Талышских горах, где развиты эоценовые щелочные вулканиды.

Сомхето-Карабахская зона, подставляющая на юго-востоке Аджаро-Триалеты, служит продолжением южной части Восточных Понтидов. В этой зоне выходы доверхнепалеозойского слабо метаморфизованного комплекса основания чередуются с участками развития платформенного чехла возрастом от карбона до раннего палеогена. В чехле выделяются мощная байосско-батская островодужная ассоциация, рифогенные известняки оксфорда, вулканиды кимериджа и титонские гипсы. Вулканиды островодужного типа присутствуют в меловом разрезе до нижнего сенона включительно. В барреме-апте они чередуются на юге с рифогенными известняками ургонской фации и перекрываются толщей слоистых известняков верхнего сенона, которую сменяют мергели нижнего палеогена.

Северная зона Малого Кавказа вместе с домолассовым комплексом Северо-Закавказских межгорных прогибов принадлежит единому крупному блоку позднедокембрийской континентальной коры - Закавказскому микроконтиненту (микроплите), отделявшему в палеозое основную часть Палеотетиса от его окраинного моря (или морей), занимавшего Большой Кавказ и Предкавказье.

В *Центральную зону Малого Кавказа, Севано-Акеринскую*, продолжается из Анатолии офиолитовый пояс Измир-Анкара-Эрзинджан; офиолиты здесь имеют возраст от перми до среднего мела. Образования этой зоны испытали интенсивные деформации в раннем сеноне (коньяк) с надвиганием и даже шарьированием в сторону обоих ограничивающих зону древних континентальных блоков (подобное наблюдается и в Восточной Анатолии). Возникшая сложная структура была перекрыта карбонатным верхним сеноном и вулканогенным (андезиты) эоценом. Офиолитовый пояс находит свое видимое окончание в Иранском Карадаге, на правом берегу р. Аракс.

Южная зона Малого Кавказа представляет либо северо-западное продолжение, либо отторженец Центрально-Иранского срединного массива (микроконтинента). Подобно последнему, здесь наблюдаются выступы позднедокембрийского метаморфического фундамента, пере-

крытого палеозойско-триасовым, преимущественно карбонатным чехлом, карбонатным же верхним мелом, флишем и вулканитами эоцена. Присутствуют небольшие наложенные впадины, выполненные лагунным и соленосным миоценом.

XI.1.8. Эльбурс

Горно-складчатое сооружение Эльбурса обрамляет с юга Каспийское море. Поперечным разломом оно отделено на западе от Малого Кавказа, а другой группой поперечных разломов, на востоке, - от Туркмено-Хорасанских горных цепей, в составе которых продолжением Эльбурса служит Аладаг-Биңалуд. На границе с Центрально-Иранским срединным массивом, расположенным южнее, граничный разлом приобретает правосдвиговую компоненту.

В составе образований, слагающих Эльбурс, выделяют три главных комплекса. Нижний имеет вендско-триасовый возраст и по составу почти аналогичен чехлу Центрально-Иранского массива. Кроме характерных терригенно-карбонатных отложений, он включает основные рифтогенные магматиты возрастом от среднего ордовика до раннего девона, которые связаны, вероятно, с заложением Палеотетиса.

Выше с перерывом залегают породы конца триаса, юры и мела, начинающиеся с паралической угленосной молассы, которая отражает проявление киммерийской эпохи орогенеза. В разрезе грубообломочно-го нижнего мела четко выражена позднекиммерийская диастрофическая фаза.

Самый молодой, третий комплекс Эльбурса представлен магматическими образованиями самого конца мела-квартера (в основном эоцена), которые распространены в южной и юго-западной частях этой горно-складчатой системы. Вулканиты также относятся к островодужному типу.

С позиций палеотектоники Эльбурс представляет собой отторженец Гондваны, как и главные блоки Анатолии и Ирана. Причленение этого гондванского блока к Евразии произошло в конце триаса-начале юры. Последующие деформации связаны с замыканием остаточных океанских пространств под влиянием внедрения Аравийского индентора.

XI.1.9. Южно-Каспийская впадина

Южно-Каспийская впадина с глубиной воды более 1 км большинством исследователей рассматривается как область развития земной коры субокеанского или даже океанского типа. Уникальность впадины заключается в огромной мощности осадочного чехла - более 25 км, в котором широко развиты явления глиняного диапиризма и грязевого вулканизма, связанные со скоплениями углеводородов. Две котловины, составляющие Южно-Каспийскую впадину - *Азербайджанская и Иранс-*

кая - выполнены отложениями, возрастной состав которых пока точно не известен. Скважинами вскрыты лишь отложения, не превышающие по возрасту плиоцен - так называемую "продуктивную (нефтегазоносную) толщу", мощностью более 6,5 км, и перекрывающие ее отложения верхнего плиоцена-квартера, вместе с "продуктивными" составляющими в мощности порядка 10 км. В сопочной брекчии грязевых вулканов обнаружены обломки пород возрастом не древнее олигоцена. Некоторые исследователи предполагают, что в составе низов осадочного чехла должны присутствовать отложения, по крайней мере, верхов эоцена, а, может быть, и более древние.

Южно-Каспийская впадина несомненно имеет рифтогенное происхождение, однако точки зрения на природу и время рифтогенеза отличаются. Большинство геологов считает, что Южно-Каспийская впадина является продуктом задугового рифтинга и, возможно, спрединга, связанного с развитием Эльбурской субдукционной магматической дуги. С точки зрения других геологов, рифтинг не имел отношения к процессу субдукции. Время его проявления оценивается в интервале средняя юра-поздний эоцен.

XI.2. Добруджинско-Копетдагская ветвь

Эта ветвь Альпийско-Гималайского пояса на западе фактически "слепая" начинается у границ Предкарпатского прогиба, поскольку непосредственной связи с ним не имеет. Далее на восток она продолжается до Копетдага, где смыкается с Пиренейско-Эльбурской ветвью. Горно-складчатые сооружения этой ветви окаймляют с севера и северо-востока Черное море и пересекают Каспийское море в районе Апшеронского порога между Средним и Южным Каспием. С севера альпиды этой ветви ограничены молодыми плитами - Скифской на западе и Туранской на востоке (в Закаспии). Южным ограничением (с запада на восток) служат Мизийская плита, Черноморская впадина, Рионский и Куринский молассовые прогибы, Южно-Каспийская впадина и молассовый Западно-Туркменский прогиб (рис. 37). Описываемая ветвь почти полностью наложена на герцинское (реже раннекиммерийское) складчатое основание и отличается отсутствием постгерцинских офиолитов, что говорит об ограниченном раскрытии первичного морского пространства и умеренном сжатии при последующей коллизии.

XI.2.1. Северная Добруджа

Этот самый короткий сегмент ветви разделяет в северо-западном Причерноморье Мизийскую и Скифскую плиты (в данном случае, самую западную часть последней - "Молдавскую плиту"). Между Мизийской плитой и Северной Добруджей пролегает крупный разлом - *Печеняга-Камена*, который очевидно служит одним из ответвлений линии

Тейсейра-Торнквиста. На Молдавскую плиту структуры Северной Добруджи наложены по серии надвигов.

Северная Добруджа, почти не выраженная в рельефе, включает две главные зоны - Мэчин и Тулча, которые обладают покровным строением. В зоне Мэчин широко представлены средне-позднепротерозойские образования в амфиболитовой фации, которые практически аналогичны породам фундамента Мизийской плиты. Выше разрез надстраивается менее метаморфизованным нижним-средним палеозоем (силур-де-

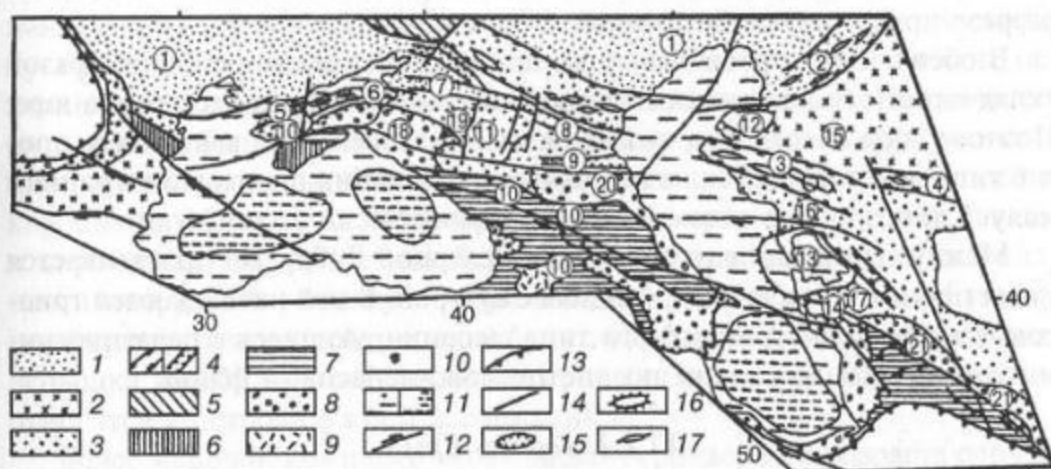


Рис. 37. Тектоническая схема Добруджинско-Копетдагской ветви Альпийско-Гималайского пояса и Скифско-Туранской платформы (по В. Е. Хаину): 1 - древняя Восточно-Европейская платформа, 2 - чехол эпибайкальской Мизийской плиты и Северного Устюрта, 3 - чехол молодой Скифско-Западно-Туранской платформы; 4 - контуры континентальных рифтов: а - палеозойских, б - раннемезозойских. Складчато-надвиговые системы: 5 - позднепалеозойские, 6 - позднемезозойские (позднекиммерийские), 7 - кайнозойские (альпийские), 8 - кайнозойские молассовые прогибы; 9 - неоген-четвертичные поля вулканитов, 10 - вулканы; 11 - акватории Черноморской и Каспийской впадин, подстилаемые: а - континентальной, б - океанской и субокеанской корой (в Восточно-Черноморской впадине - предположительно); 12 - сдвиги, 13 - надвиги, 14 - прочие разломы, 15 - контуры впадин, 16 - контуры поднятий, 17 - инверсионные поднятия в рифтовых зонах. Цифры в кружках: 1 - 4 - палеозойские рифты: 1 - кряж Карпинского, 2 - Южно-Эмбенский; 3 - Центрально-Мангышлакский, 4 - Туаркырский; 5 - 9 - раннемезозойские рифты: 5 - Тарханкутский, 6 - Центрально-Азовский, 7 - Ейско-Березанский, 8 - Восточно-Манычский, 9 - Моздокский; 10 - 14 - своды и поднятия: 10 - Центрально-Крымский (Симферопольский), 11 - Ставропольский свод, 12 - Северо-Бузачинский свод, 13 - Карабогазский свод, 14 - поднятие Кубадаг-Большой Балхан; 15 - 17 - синеклизы и прогибы: 15 - Северо-Устюртская синеклиза, 16 - Южно-Мангышлакский прогиб, 17 - Южно-Карабогазский прогиб; 18 - 21 - молассовые прогибы: 18 - Западно-Кубанский, 19 - Восточно-Кубанский, 20 - Терско-Каспийский, 21 - Предкопетдагский

вон), перекрытым обломочным карбоном. Весь этот разрез прорван двумя генерациями гранитоидов возрастом по триас. Мезозой в зоне Мэчин распространен ограничено и представлен турбидитами и карбонатами раннего и среднего триаса и глинисто-карбонатными образованиями юры, пестроцветными в низах этой системы.

В зоне Тулча, имеющей то же протерозойско-палеозойское основание, мезозой распространен гораздо шире. Триасово-юрские отложения в пределах зоны демонстрируют значительную изменчивость литофаций вследствие резкого расчленения дна бассейна седиментации. В их разрезе присутствуют бимодальные вулканиты.

В обеих зонах проявился герцинский орогенез, но основной фазой складчатости была раннекиммерийская, которая предшествовала юре. Поэтому юра несогласно лежит на триасе, а севернее выполняет прогиб типа передового. Заключительные деформации произошли в раннем мелу. Кайнозойские отложения здесь практически отсутствуют.

Между двумя основными зонами Северной Добруджи протягивается узкая промежуточная зона, сходная с сутурой. В ней наблюдаются триасовые мафиты внутриплитного типа, ассоциирующиеся с пелагическими известняками, а также поздне триасово-лейасовый флиш.

XI.2.2. Горный Крым

Непосредственная связь между структурами Добруджи и Горного Крыма не прослеживается; вероятно, они разорваны ветвями разлома Тейсейра-Торнквиста. С севера Горный Крым ограничен *Симферопольским разломом* в предгорьях этого сооружения. Разлом, который выражен в виде Лозовской зоны дислокаций, полого наклонен в сторону Скифской плиты, занимающей весь Равнинный Крым к северу от описываемой территории. В Лозовской зоне встречены экзотические породы, не известные в коренном залегании в пределах Крымского п-ова, а именно, известняки карбона и перми, а также предполагаемые фрагменты офиолитовой ассоциации. На востоке структуры Горного Крыма срезаны меридиональными сбросо-сдвигами несколько западнее Феодосии, а на юге продолжают под водами Черного моря, занимая почти всю верхнюю половину прилегающего континентального склона. Ниже по склону появляются отложения майкопской серии и более молодые, принадлежащие прогибу Сорокина (см. раздел XI.1.5). В этих отложениях развиты олистостромы.

Самый древний обнаженный разрез Горного Крыма включает песчано-глинистые флишоидные образования таврической серии. Поскольку эти отложения содержат очень редкие фаунистические остатки, возраст серии точно не определен. В наиболее широком стратиграфическом интервале он отвечает среднему триасу-средней юре, в более узком - позднему триасу-аалену. Эта серия вместе с ее мелководными аналогами

смята в узкие складки с южной вергентностью. Вполне вероятно, что весь описанный комплекс видимой мощностью 4 - 6 км находится в покровном залегании.

Стратиграфически выше залегает верхнеаалинский-нижнебайосский комплекс, представленный грубообломочными терригенными и угленосными песчано-сланцевыми отложениями видимой мощностью свыше 2 км, которые локально распространены на западе Горного Крыма.

Верхнебайосско-келловейский комплекс также, по-видимому, первоначально выполнял структурно обособленные палеопрогибы, поскольку в нем наблюдается довольно резкая фациальная изменчивость, осложненная покровообразованием. Он развит преимущественно на юге и юго-востоке Горного Крыма. В состав комплекса входят эффузивные и интрузивные породы, флишоидная формация, глины с сидеритами и карбонаты. Магматиты лейаса представлены преимущественно лавами и пирокластитами спилит-диабазового ряда (гора Карадаг), куполовидными интрузиями, силлами и дайками габбро-диабазов и диабазовых порфиринов, в меньшей степени гранит-порфиоров. В районе Балаклавы вспышка андезитового вулканизма произошла в альбе. Все магматиты относятся к островодужной ассоциации.

Более молодой комплекс оксфордско-берриасового возраста сложен литологически чрезвычайно разнообразными породами, среди которых присутствуют рифовые известняки (плато Крымской Яйлы), конгломераты с экзотической галькой (например, гранитов), снесенной с юга, и флиш. Дислоцированность этого комплекса возрастает с запада на восток до стадии пологих складок. Комплекс залегает аллохтонно. Представления о времени и механизме образования Таврического и Яйлинского покровов сильно различаются. Преобладает точка зрения, что первый из них возник в условиях сжатия во второй половине юры при столкновении микроконтинента или островной дуги с краем Скифской платформы. Второй покров может иметь гравитационную природу и образоваться не позднее сеномана.

Неоавтохтон позднего мела-эоцена сложен мелководными карбонатами эпиконтинентального моря.

Главной эпохой складчатости в Горном Крыму была киммерийская, но восточная его часть была подвержена ограниченной альпийской переработке. Основные воздымания Горного Крыма начались в позднем миоцене и продолжается и в настоящее время, т. к. вся эта область находится в состоянии сжатия.

По северо-восточной периферии Горный Крым окаймлен *Индольским передовым прогибом*, который продолжается далее к востоку в виде Западно-Кубанского, составляя общий Индоло-Кубанский прогиб для Крымского и Кавказского орогенов. Прогиб заполнен в основном майкопской толщей (5 - 6 км) и средним-верхним миоценом мощностью

до 3 км. В области Керченского прол. южным ответвлением Индоло-Кубанского прогиба служит поперечный Керченско-Таманский прогиб, сливающийся на юго-западе с прогибом Сорокина. Линейные складки прогиба Сорокина продолжаются на Керченский п-ов, а затем, через поперечный прогиб, - на Таманский п-ов. Складки, часто в виде диапиров, сложены глубоководными глинами майкопской серии и более мелководными отложениями среднего-верхнего миоцена. Во всей этой зоне складок известны многочисленные грязевые вулканы.

XI.2.3. Большой Кавказ

Большой Кавказ (рис. 38; см. также рис. 36) занимает главенствующее положение в описываемой ветви Альпийско-Гималайского пояса. Он простирается в северо-западном-юго-восточном направлении от Черного до Каспийского моря, имея длину ~ 1300 км при ширине до 150 км. С севера он обрамлен полосой молассовых прогибов - *Западно-Кубанским, Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским* (с запада на восток). Эта полоса прерывиста, и на центральном участке Большой Кавказ непосредственно граничит со Скифской платформой. На юге Большой Кавказ отделен от Малого Кавказа *Рионским и Куринским межгорными молассовыми прогибами*.

Большой Кавказ имеет ярко выраженную продольную и поперечную зональность. *Главные сегменты Большого Кавказа* включают Центральный Кавказ, Восточный Кавказ, Юго-восточное погружение и Северо-западное погружение.

В пределах *Центрального Кавказа* выделяют четыре главных зоны.

Зона Северного склона, выраженная в виде пологой моноклинали, относится к палеошельфу и сложена терригенно-карбонатными отложениями верхней юры-низов палеогена. В верхней юре развиты рифы, а севернее появляются эвапориты. Под юрскими и меловыми отложениями на юге зоны выступают позднепротерозойско-палеозойские образования - кристаллические и зеленые сланцы и почти неметаморфизованные породы среднего кембрия-позднего силура. Они перекрыты серпентинизированными ультрамафитами и прорваны позднепалеозойскими гранитами. Лейас угленосен в бассейне р. Кубань и включает прослой и дайки основных пород.

В зоне Северного склона наблюдается большое количество молодых магматитов. Так, в районе Минеральных Вод в виде отдельных гор возвышаются габиссальные гранитоидные интрузии позднемиоцен-плиоценового возраста. Восточнее распространены позднеплиоценовые покровы кислых лав, включая игнимбриты. Извержения происходили вдоль разломов. В квартере здесь возникли вулканы Эльбрус и Казбек.

К югу зона Северного склона по разлому граничит с *зоной Передового хребта*. По поверхности средней юры эта зона выражена горстом, но в

нижележащих образованиях горст сменяется сначала ступенью, потом сложно построенным синклинирием и, наконец, - покровной структурой, проявляющейся на уровне среднего палеозоя. В строении покровов, перемещенных с юга, принимают участие силурийско-нижнедевонские сланцы с элементами офиолитовой ассоциации. Паравтохтон представлен глубоководными и шельфовыми отложениями и островодужными вулканитами нижнего девона-турне. В качестве неоавтохтона выступает мелкообломочная моласса средне-позднекарбонового возраста и грубая красноцветная моласса перми. Выше местами сохранились останцы карбонатного триаса и мелководно-морской терригенной нижней-средней юры.

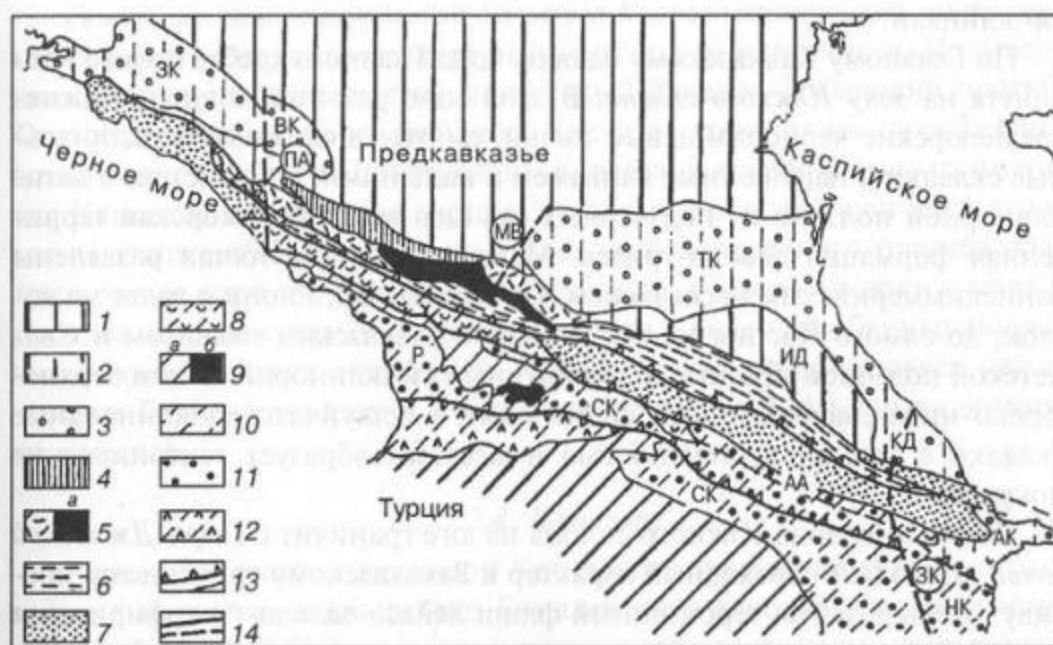


Рис. 38. Тектоническая схема Большого Кавказа и Северного Предкавказья (по В. Е. Хаину):

1 - Скифская (Предкавказская) плита, включая зону Известнякового Дагестана (ИД), 2 - то же, под молассами; 3 - передовые и периклинальные прогибы: ЗК - Западно-Кубанский, ВК - Восточно-Кубанский, ТК - Терско-Каспийский, КД - Кусаро-Дивиченский, АК - Апшеронско-Кобыстанский; 4 - зона Передового хребта, 5 - зона Главного хребта Центрального Кавказа: (а - выступ кристаллического комплекса); 6 - сланцевая зона Центрального, Главного и Бокового Хребтов Восточного Кавказа, 7 - флишевые зоны Западного и Восточного Кавказа, 8 - Гагра-Джавская и Кахетино-Вандамская зоны; 9 - Закавказский срединный массив (микроконтинент): а - выступы фундамента, перекрытые молассами, б - то же, обнаженные; 10 - то же, предполагаемые, под отложениями передовых прогибов, 11 - межгорные прогибы: Р - Рионский, СК - Среднекуринский, НК - Нижнекуринский, АА - Алазано-Агричайский; 12 - Аджаро-Триалетская зона, 13 - надвиги и взбросо-надвиги; 14 - крупные поперечно-флексурные зоны (буквы в кружках): ПА - Пшехско-Адлерская, ЗК - Западно-Каспийская, МК - Минераловодская

Зона Главного хребта отделена от вышеописанной зоны Пшекиш-Тырныаузким правым сдвигом. В строении зоны Главного хребта ведущая роль принадлежит кристаллическим сланцам среднего, возможно, раннего палеозоя и позднепалеозойским гранитоидам. В сланцах обнаружены фрагменты офиолитовой ассоциации. Весь этот набор пород образует покровную структуру герцинского возраста. На юге и востоке зоны появляются позднепалеозойские мелководно-морские отложения начиная со среднего карбона. Есть и более молодые породы, входящие в состав лейас-ааленской сланцево-диабазовой формации, которая выполняет сжатые синклинали. В альпийскую эпоху тектогенеза палеозойские кристаллические сланцы в виде чешуй частично перекрыли эти синклинали.

По Главному Кавказскому надвигу зона Главного хребта полого надвинута на зону *Южного склона*. В этой зоне развиты мощные нижне-среднеюрские черносланцевые толщи, смятые в сложные изоклинальные складки и нарушенные кливажем и надвигами. В Сванетской антиклинорной подзоне из-под черных сланцев выступает морская терригенная формация девона-триаса. Между собой обе толщи разделены раннекимерийским несогласием. От верховьев р. Риони и далее на восток, до самого Каспия между Главным Кавказским надвигом и Сванетской подзоной протягивается крупный синклинорий. В нем верхнеюрско-нижнепалеогеновый флиш смят в чешуйчато-изоклинальные складки с южной вергентностью и местами образует тектонические покровы.

По разлому зона Южного склона на юге граничит с *Гагра-Джавской зоной*, имеющей переходный характер к Закавказскому срединному массиву. Здесь развиты терригенный флиш лейаса-аалена, "порфиритовая серия" байоса и весь вышележащий разрез, характерный для Грузинской глыбы.

Основная часть *Восточного Кавказа* является продолжением зон Главного хребта и Южного склона Центрального Кавказа. На севере эти зоны перекрыты мощными (до 10 - 12 км) молассами Терско-Каспийского прогиба. Отложения прогиба сложно дислоцированы из-за присутствия пластичных верхнеюрской соленосной и майкопской глинистой толщ. Прогиб нефтеносен.

Центральное поднятие Восточного Кавказа сложено черносланцевой формацией нижней-средней юры, аналогичной той, что наблюдается в зоне Южного склона. Формация содержит многочисленные магматические тела составом от основных до кислых. Эта толща формирует два крупных антиклинория - *Бокового* (более северного) и *Главного* (более южного) *хребтов*, разделенных грабен-синклинорием.

К востоку от низовьев р. Самур начинается сегмент *Юго-восточного погружения Большого Кавказа*. Здесь покровно-складчатая система Боль-

шого Кавказа сужается и ступенчато погружается под чехол молодых отложений. Почти вся зона Известнякового Дагестана скрывается под периклинальным *Кусаро-Дивичинским прогибом*, выполненным олигоцен-квартером. С юга на этот прогиб надвинуто продолжение антиклинория Бокового хребта Восточного Кавказа. Юрское ядро Главного антиклинория на своем юго-восточном погружении надвинуто на более южные участки, которые частично уходят под олигоцен-миоценовые образования *Шемахино-Кобыстанской зоны*. В свою очередь, эти образования на юге надвинуты на плиоценовые молассы Нижне-Куринской впадины, а на востоке скрываются под плиоценом *Аншероно-Кобыстанского периклинального прогиба*.

Северо-западное погружение Большого Кавказа происходит также ступенчато - по отдельным поперечным флексурам и разломам. На севере данный сегмент надвинут на молассовый Западно-Кубанский прогиб. Осевое поднятие Северо-Западного Кавказа находится на продолжении зоны Южного склона Центрального Кавказа. К северо-западу от Анапы вся Кавказская складчатая система перекрывается олигоцен-четвертичными отложениями Керченско-Таманского поперечного прогиба. Однако осевое ядро, по сейсмическим данным, разворачивается в море и прослеживается к югу от Таманского п-ова в виде погребенных поднятий в домайкопских отложениях. Таким образом, прямой связи между ядрами Горно-Крымского и Кавказского сооружений, по-видимому, не имеется.

XI.2.4. Копетдаг

Горно-складчатое сооружение Копетдага заканчивает на востоке рассматриваемую ветвь Альпийско-Гималайского пояса. Копетдаг простирается почти на 650 км в северо-западно-юго-восточном направлении от юго-восточного побережья Каспийского моря до р. Теджен близ ирано-туркменской границы.

Копетдаг - энсиалический ороген, который сложен юрско-палеогеновыми мелководно-морскими образованиями терригенно-карбонатного состава. Их мощность достигает 10 км и они несогласно залегают на герцинско-раннекеммерийском основании Туранской плиты. Этот фундамент обнажен на юге Копетдага и представлен средним-поздним палеозоем, метаморфизованным в амфиболитовой фации и содержащим элементы офиолитовой ассоциации, и нижним-средним триасом, сложенным преимущественно терригенными породами с прослоями известняков и основных вулканитов.

Структура Копетдага окончательно сформировалась в конце миоцена. В это время возникли серии довольно просто построенных складок, которые лишь на севере, вдоль границы с передовым прогибом, приобретают вергентность к северу. В пределах большей части складчатого со-

оружения складки пересечены диагональными правыми сдвигами северо-северо-западного простирания.

Предкопетдагский молассовый прогиб отделен от основного сооружения разломом и наложен на южный край соседней Туранской плиты. Разлом имеет взбросо-надвиговую природу с компонентой правого сдвига. Молассы в прогибе по мощности не превышают 2,5 км и представлены двумя подкомплексами: позднеолигоцен-миоценовым морским мелкообломочным и плиоцен-четвертичным более грубым континентальным.

XI.3. Западно-Средиземноморская ветвь

Если проследивать эту ветвь с севера, то она начинается с Апеннин, имеющих общий Паданский молассовый прогиб с Альпами. Апеннины через Калабрию и северную Сицилию продолжают в Тунис, Алжир и Марокко в виде структур Магрибид. Здесь Телль-Атлас и Эр-Риф образуют южный (африканский) фланг Бетско-Рифской дуги. Северный фланг представлен Бетской Кордильерой (вплоть до Балеарского архипелага) (рис. 39).

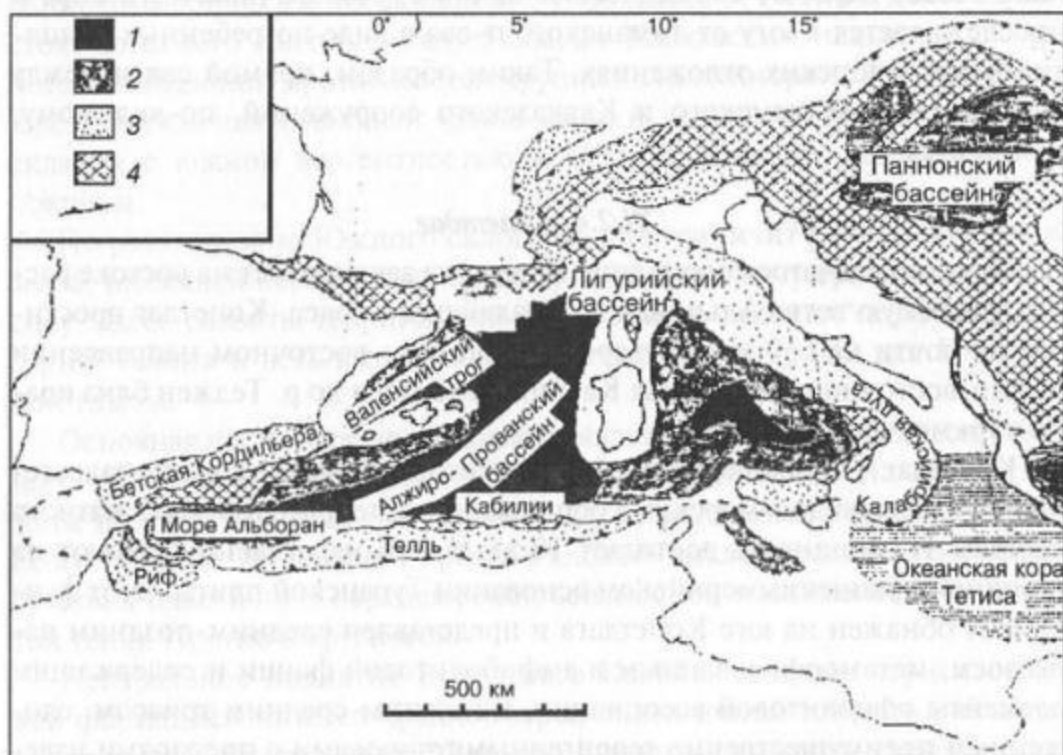


Рис. 39. Тектоническая схема Западного Средиземноморья (по Л. Лорнерган и Н. Уайту, с небольшими изменениями):

1 - неогеновая океанская кора, 2 - неогеновая утоненная континентальная кора, 3 - неогеновые надвиговые пояса, 4 - мел-палеогеновые надвиговые пояса, 5 - главные надвиговые фронты

Вся эта ветвь обладает покровным строением: у Апеннин наблюдается северо-восточная вергентность (на юге - юго-восточная), у Тель-Атласа и Эр-Рифа - южная, у Бетских Кордильер - север-северо-западная. Линия раздела между северо- и восточно-вергентными Апеннинскими и западно-вергентными Альпами проходит по меридиональному разлому несколько западнее Генуи.

XI.3.1. Апеннины

Восточным форландом Апеннин и одновременно западным форландом Динарид служит *Адриатическая микроплита (Адрия)*-отторженец Африканского континента. Ее фундамент выступает в Южных Альпах, где он переработан герцинским тектогенезом. Чехол Адрии, который начинается с верхнетриасовых эвапоритов, обнажается на п-ове Гаргано и в Апулии (Италия). Выше эвапоритов лежат платформенные карбонаты возрастом до эоцена. От Апеннин Адрия отделена передовым прогибом - узкой и протяженной *Браданской впадиной*, продолжающейся от Поданского прогиба на севере до зал. Отранто на юге и заполненной олигоцен-нижнеплиоценовой молассой. Моласса смята в складки и перекрыта почти горизонтально залегающими верхнеплиоцен-четвертичными образованиями.

Апеннины подразделяются на Северные, Центральные и Южные. В *Северных Апеннинах* в основании внутренних, Лигурийских, покровов имеются дооксфордские офиолиты. Сеноман-палеоцен представлен флишем. В *Центральных Апеннинах* офиолитов нет; здесь юрско-меловые отложения относятся к фациям карбонатной платформы, которые к востоку переходят в кремнистые породы, накапливавшихся, вероятно, на коре океанского типа. *Южные Апеннины* имеют определенное структурное сходство с Калабрией и северной Сицилией. Здесь присутствует серия разломов, поперечных к простиранию складчатой системы, при этом разломы обычно характеризуются сдвиговой составляющей. На одном из них - Таормино - располагается крупнейший в Европе вулкан Этна. Покровы Калабрии шарьированы на Ионическую впадину и, как и на Сицилии, сложены разнообразными породами, включая офиолиты (дооксфордские). Самые верхи местных покровов не имеют аналогов в остальных районах Апеннин: это палеозойские, возможно, более древние породы, которые метаморфизованы до амфиболитовой и гранулитовой фаций и включают позднепалеозойские граниты. Они рассматриваются как породы нижней коры Евразийской плиты. В покровах также присутствуют мезозойские карбонаты. Надвигание покровов происходило в эоцене-позднем миоцене (с главной - тосканской - фазой в миоцене), а отдельные подвижки фиксируются и для конца раннего плиоцена. Учитывая современную субдукцию коры Ионического моря под Калабрию (см. ниже), сопровождающуюся формированием аккре-

ционной призмы Калабрийского вала, можно говорить и о продолжающемся в настоящее время покровообразованием, которое постепенно смещается на юго-восток по мере наращивания призмы и отступании зоны субдукции.

XI.3.2. Телль-Атлас

По другую сторону Сицилийского пролива, в Тунисе и Алжире, продолжением Апеннин служат структуры Телль-Атласа, которые вместе с аналогичными структурами марокканского Эр-Рифа и Сицилида-ми объединяются под названием *Магрибид*. Телль-Атлас простирается вдоль южного берега Западного Средиземноморья более чем на 1000 км при ширине около 150 км. От эпигерцинской платформы Высоких Плато, расположенной южнее, он отделен передовым прогибом. В строении Телль-Атласа с севера на юг различают три зоны - Внутреннюю, Центральную (Флишевую) и Внешнюю.

Внутренняя зона состоит из двух главных элементов: прибрежных массивов *Большой и Малой Кабилии* и *Известнякового хребта (Дорсаль¹)*, который их окаймляет. Кабийские массивы сложены панафриканским и герцинским комплексами, из которых первый метаморфизован до стадии зеленых сланцев и амфиболитов. Возраст метаморфизма составляет около 650 млн. лет. Более молодой комплекс почти не метаморфизован и формирует чехол первого. Он начинается с конгломератов, за которыми следуют песчано-глинистые породы с фауной кембрия-силура. Девон представлен терригенным флишем с олистостромами. В карбоне (до намюра) наблюдаются радиоляриты и известняки, которые завершаются сланцево-граувакковой толщей типа кульма. Пермь-триас - красноцветная моласса. Породы прорваны гранитами возрастом около 280 млн. лет.

Известняковый хребет представляет собой серию крутопадающих чешуй, состоящих из мелководных известняков юры-эоцена, которые перекрыты обломочным олигоценом. Весь хребет полого надвинут на флиш более южной зоны.

Центральная Флишевая зона также имеет покровное строение. В покровах принимают участие в основном мощный мел-палеоценовый флиш. Самый верхний покров образован нижнемиоценовыми нумидийскими песчаниками. Покровы частично надвинуты на Внешнюю зону.

Во *Внешней зоне* верхние покровы сложены мел-палеогеновыми отложениями, которые относятся к фациям глубоководного прогиба, наложенного на юрскую карбонатную платформу. В составе нижних покровов доминируют мелководные фации. Покровы "запечатаны" осадками среднего-позднего миоцена, маркирующими верхний предел возраста покровообразования. В Тунисе Внешняя зона отсутствует.

¹ Это французское слово буквально означает "позвоночный хребет".

Предтельский прогиб. Прогиб, занимающий самое южное положение в данной системе структурных зон, заполнен морской миоценовой молассой, снесенной преимущественно с более северных зон орогена. На юге этот прогиб отделен флексурой от эпигерцинской платформы Оранской Месеты в Алжире и Тунисского Атласа.

XI.3.3. Эр-Риф

Близ алжиро-марокканской границы Телльский ороген срезается берегом Средиземного моря, но вновь появляется западнее в виде Эр-Рифа. Строение этих двух сегментов альпид похоже. В Эр-Рифе также выделяются три покровные зоны, в том числе и Известняковый хребет. Во Внутренней зоне основной разрез метаморфитов завершается красноцветными конгломератами пермского возраста, однако имеются остатки более молодого чехла, вплоть до олигоцена-нижнего миоцена. Во Внутренней зоне фиксируются несколько фаз деформаций - от предсилюрийских (амфиболитовый метаморфизм) до конца среднего миоцена, когда произошло основное надвигание покровов в направлении Флишевой зоны. Флишевая зона здесь слагается глубокоководными среднеюрско-раннемеловыми карбонатными и кремнистыми образованиями, среди которых обнаружены реликты офиолитовой ассоциации. Флиш перекрыт верхнемеловой-палеоценовой мергельно-известняковой формацией. Надвигание покровов на юг произошло в позднем миоцене.

Внешняя зона Эр-Рифа - самая широкая (до 150 км) и сложно построенная. В ее основании залегают метаморфиты нижнего-среднего палеозоя, верхнепалеозойская моласса и нижнетриасовый соленосный комплекс. Большая часть разреза сложена глубокоководными юрско-эоценовыми образованиями (флиш и пелагические известняки). С середины эоцена происходила миграция оси прогиба к югу, и в нем вплоть до плиоцена накапливались глубокоководные мергели, тогда как внутренняя часть этой зоны все больше мелела. С середины миоцена в зоне регистрируются воздымания, за которыми последовало покровообразование.

Самая внешняя часть этой зоны называется *Предрифской*; по существу, это внутреннее крыло передового прогиба. Основным элементом строения Предрифа выражен в виде огромной олистостромы, смещенной из более внутренних зон. Олистострома сформировалась в позднем миоцене и с амплитудой более 20 км была надвинута на южное крыло прогиба - т. н. Южно-Рифский коридор. В пределах последнего мощная тортонская (верхнемиоценовая) мергелистая моласса почти без деформаций залегает непосредственно на палеозойском фундаменте Марокканской Месеты.

В конце миоцена в Телле и Эр-Рифе происходили общие поднятия, сопровождавшиеся формированием межгорных впадин и накоплением "послепокровных" моласс с вулканическими проявлениями.

Форландом (передовой областью) Телльско-Рифского орогена служит эпипалеозойская платформа (см. раздел VIII.5). В связи с событиями в Телльско-Рифской системе край этой платформы был активизирован и превратился в эпиплатформенный ороген. В конце триаса-начале юры платформа испытала рифтинг, связанный с раскрытием Центральной Атлантики и Западного Неотетиса. Возникла серия полуграбенов, заполненных мергельно-обломочными отложениями и эвапоритами с прослоями базальтовых лав. Главный из этих прогибов приурочен к Высокому Атласу - краевому поднятию Африканского кратона между Марокканской Месетой и Анти-Атласом. От последнего Высокий Атлас отделен зоной Южно-Атласских разломов. На восток Высокий Атлас продолжает Сахарский Атлас, а затем - Тунисский Атлас. Данная система внутриплитных деформаций в совокупности простирается на расстояние около 2,5 тыс. км от побережья Атлантики почти до зал. Сирт Средиземного моря. В этих бывших прогибах деформации произошли в бате, затем на границе юры и мела, но главная фаза приходится на конец эоцена-олигоцен. Прогибы испытали инверсию, а их выполнение - складчатость и срыв с фундамента по соленосному триасу. В миоцене активизация тектонических движений привела к появлению разрывов и внедрению по ним диапиров триасовых солей.

XI.3.4. Бетская Кордильера

Эта Кордильера образует северный фланг Бетско-Рифской дуги и располагается на крайнем юге Иберийского п-ова, где занимает пространство от зал. Кадис почти до Валенсии, а также продолжается на Балеарский архипелаг. Дуга разорвана раскрытием Гибралтарского пролива в самом начале плиоцена.

На северо-западе Бетика передовым Гвадалквивирским прогибом отделена от эпигерцинской Иберийской Месеты. На северо-востоке ороген надвинут непосредственно на Месету, и здесь его самая внешняя (северная) Предбетская зона сформирована деформированным чехлом Месеты, сорванным по триасовым эвапоритам с эпигерцинского фундамента. На юге отдельные зоны Бетской Кордильеры частично прослеживаются на дне моря Альборан, которое возникло в раннем миоцене.

По строению Бетская Кордильера во многом напоминает Магрибиды. В ней выделяется Внутренняя зона (самая южная), или собственно *Бетиды*, которые включают три покровных комплекса. В этой зоне возраст пород меняется от палеозоя (обычно слабо метаморфизованного) до нижнего миоцена. В двух нижних покровах содержатся реликты юрских офиолитов. В среднем покрове залегает знаменитая линза мантийных ультрамафитов - *массив Ронда*, который имеет свой аналог в Эр-Рифе в виде *массива Бени-Бусера*. Магма этих массивов поступала с глубин свыше 150 км.

Севернее в Бетике, как и в Магрибидах, простирается Известняковый хребет (Дорсаль). С этого хребта начинаются внешние зоны. К ним относится *Флишевая зона*, чьи покровы, сложенные нижнемеловыми-нижнемиоценовыми отложениями, распространяются в Атлантику почти на 750 км, формируя Гибралтарскую дугу. Атлантические покровы, по-видимому, являющиеся частью огромной и причудливой в плане аккреционной призмы, надвигались, вероятно, в конце среднего миоцена. Еще более северной является *Суббетская зона* (глубоководные фации юры-нижнего миоцена). Она похожа по строению на уже упоминавшуюся *Предбетскую зону*, но последняя принадлежит шельфу пассивной окраины, тогда как Суббетская - ее склону и подножью.

Основные деформации Суббеттики и Предбеттики произошли в среднем миоцене, а Бетид - в самом конце олигоцена и в начале миоцена. Все покровы Бетской Кордильеры имеют северную вергентность. После предмиоценовых деформаций произошло растяжение дуги, обрушение ее центральной части и заложение моря Альборан, которое можно рассматривать как задуговой бассейн Гибралтарской зоны субдукции. Море подстилается сильно утоненной (менее 20 км) континентальной корой. В пределах суши, обрамляющей это море, образовалась серия грабенов с грубой верхнемиоцен-четвертичной молассой. На юго-востоке Бетского орогена в миоцене-квартере имел место контрастный наземный вулканизм.

XI.3.5. Западные бассейны Средиземного моря

Средиземное море (рис. 40) традиционно рассматривается как модель океана (малого океана), находящегося на заключительной стадии развития - замыкания. Полностью это справедливо лишь для его восточной части.

Альпийские сооружения практически целиком окружают Западный бассейн Средиземного моря и значительную часть Восточного. Западное и Восточное Средиземноморье коренным образом отличаются друг от друга как в историко-геологическом, так и в структурном плане. Граница между ними проводится по Апеннинским цепям и крутому подводному Сицилийско-Мальтийскому порогу (уступу), который на севере, у берегов Сицилии, имеет высоту свыше 2 км. Все глубоководные впадины Западного Средиземноморья являются новообразованными. Они заложились в результате континентального рифтинга в самом конце олигоцена-начале миоцена и развивались главным образом в течение среднего миоцена (за исключением Тирренского моря, которое является более молодым). Окраины Западного Средиземноморья в настоящее время пассивны. В Восточном Средиземноморье основные глубоководные бассейны имеют древнее заложение и трактуются как реликты океана Тетис. Северная (евразийская) окраина Восточного Средиземномо-

рья активна и характеризуется процессами субдукции или начальной коллизии.

В географическом плане в состав *Западного Средиземноморья* входят моря Альборан, Лигурийское, Тирренское, Алжиро-Прованский бассейн, обширная область Сицилийского (Сицилийско-Тунисского) пролива, а также Валенсийский трог. Геологическая история Западного Средиземноморья достаточно четко прослеживается с самого конца олигоцена. С этого времени рифтовая система Европы, развиваясь с севера на юг и отчасти наследуя герцинские грабены, достигла современной площади Средиземного моря и распространилась в область Прованса, Валенсийского залива и Лигурийского моря. В Валенсийском заливе рифтинг был прерван, оставив после себя утоненную континентальную кору, но в других упомянутых местах он перерос в спрединг. От территории Прованса был отторгнут континентальный блок Корсика-Сардиния, который испытал вращение на 30° против часовой стрелки, смещаясь в сторону современного Тирренского моря. В тылу этого смещающегося блока открывалась область океанской коры, а перед фронтом происходило или скучивание коры, или субдукция в Апеннинской



Рис. 40. Тектоническая схема Средиземного моря

1 - альпийские орогенные структуры, 2 - остаточная мезозойская кора океана Тетис, 3 - новообразованная океанская кора, 4 - надвиговые фронты орогенов и главные взбросы, 5 - неоген-четвертичные зоны субдукции, 6 - сдвиги, 7 - сбросы, 8 - контур береговой линии. АПБ - Алжиро-Прованский бассейн, ИБ - Ионический бассейн, ЛБ - Левантийский бассейн, АП - Адриатическая микроплита, МУ - Мальтийский уступ, САС - Северо-Анатолийский сдвиг, МС - Мертвоморский сдвиг, ЦЧС - Центральное-Черноморское сдвиг, КЛЗС - Калабрийская зона субдукции, ЭЗС - Эллинская зона субдукции, КЗС - Кипрская зона субдукции

области. В результате был раскрыт Алжиро-Прованский бассейн и возникли апеннинские надвиги.

Самый крупный в Западном Средиземноморье *Алжиро-Прованский бассейн* подстилается корой океанского типа ранне-среднемиоценового возраста, на которой залегает домессинский миоцен мощностью около 1,5 км. Выше следует слой мессинских (поздний миоцен) эвапоритов приблизительно такой же мощности. Эвапориты образовались в результате отчленения Средиземного моря от Атлантики в конце миоцена. Мессинские соли образуют многочисленные диапиры, своды которых часто возвышаются над дном моря. Разрез венчается 1 - 2-км толщей плиоцен-четвертичных осадков.

Море Альборан рассматривается как задуговой бассейн в Гибралтарской зоне субдукции коры Атлантики. Море заложилось в середине раннего миоцена в результате рассеянного рифтинга по разнонаправленным осям. Стадии спрединга море так и не достигло, поэтому его осадочный чехол подстилается утоненной до ~20 км континентальной корой. Мощность осадочного чехла достигает 9 км. Соленосный мессиний распространен лишь в крайней восточной части моря. Нижне - среднемиоценовые глины в западной части моря образуют многочисленные диапиры; обнаружено несколько грязевых вулканов.

Тирренское море - самое молодое в системе Западно-Средиземноморских бассейнов. Оно начало развиваться в позднем миоцене, около 9 млн. лет назад, когда в его пределах возник глубоководный *бассейн Вавилова*. Бассейн продолжал эволюционировать до рубежа 4 млн. лет назад, а после перерыва в 2 млн. лет юго-восточнее его произошло раскрытие *бассейна Марсили*. Его развитие продолжается до сих пор. Раскрытие бассейнов произошло за счет рассеянного спрединга по нескольким осям, что создало чрезвычайно сложную структуру основания в виде горстов и грабенов, наложенных на покровно-надвиговые формы. Оба бассейна рассматриваются как тыловые для *Калабрийской зоны субдукции*. В последней под Калабрию и область Тирренского моря субдуцирует мезозойская океанская кора Ионического моря из-за конвергенции Африканской и Евразийской плит. Архипелаг Эоловых (или Липарских) о-вов образует вулканическую дугу в этой зоне субдукции. Наибольшую активность в рамках дуги проявляет вулкан Стромболи. Четвертичные продукты вулканизма закономерно изменяются по составу от толеитовых базальтов во внешней части дуги через известково-щелочные разности до шошонитов и риолитов. Вулканические проявления имеют место и в центральной части Тирренского моря, но здесь магма относится к типу океанских островов. Косвенно связанный с субдукций вулканизм распространяется на западную Италию (Тоскана, Римская провинция, Центральная Кампанья и Флегрейские поля). В пределах Флегрейских полей близ Неаполя располагается известный

вулкан Везувий. Магмы Флегрейских полей и Центральной Кампаньи происходят из мантийного источника; в других районах Италии они существенно контаминированы верхнекоровым материалом.

ХІ.4. Динаро-Зондская ветвь

Эта самая протяженная ветвь в составе Альпийско-Гималайского пояса на северо-западе примыкает к Альпам и уходит далеко на восток, продолжаясь через Индо-Бирманские цепи в Зондскую дугу. В районе Филиппин ветвь смыкается с Западно-Тихоокеанским поясом.

ХІ.4.1. Динариды и Эллиниды

Динарский хребет простирается вдоль восточного побережья Адриатического моря от Словении до Македонии. Далее на юге Балканского п-ова структуры Динарид продолжают Эллиниды Албании и Греции. Между собой они разграничены палеотрансформой Шкодер (Скутари) - Печ с северо-восточным простиранием. Эллиниды постепенно изгибаются на восток и прослеживаются в южной части Эгейского моря, подходя к побережью Анатолии (см. рис. 33). Динариды и Эллиниды обладают сходным строением.

На севере Динариды по широтному разлому надвинуты на Альпы. На всем протяжении Динарид отчетливо проявляется их юго-западная вергентность в сторону Адрии, восточный край которой служит их фоландом. Эта самостоятельная зона Динарид, называемая *Адриатической*, сложена главным образом мелководными карбонатными отложениями верхней юры-среднего эоцена, которые перекрыты верхнеэоценовым флишем. В плиоцене эти отложения испытали умеренные деформации.

Собственно Динариды подразделяются на Внешние и Внутренние. *Внешние Динариды* наложены на окраину Адрии (см. раздел ХІ.3.1) и состоят из группы покровов, каждый из которых включает несколько пластин. Покровы сложены преимущественно мелководными карбонатами возрастом от триаса до эоцена с внутриплитными вулканитами. На севере в этой зоне уже в сеноне появляются флиш и офиолитовый меланж. В Боснии и Черногории карбонатная платформа Внешних Динарид отделена от таковой Адриатической зоны узкой *зоной Будва*. Ее главной особенностью является флишенакпление и довольно мощный рифтовый вулканизм в среднетриасовое время.

Внутренние Динариды на востоке ограничены продолжением Сербо-Македонского массива и включают две зоны развития мезозойских офиолитов - реликтов дна прежних малых океанских бассейнов, входивших в систему Неотетиса. На юго-западе располагается *зона Мирдита*, которая в своем распространении ограничена главным образом территорией Албании. Более широкая *Вардарская зона* продолжается в Эллиниды

(Македонию и Грецию). В зоне Мирдита офиолиты, обдущированные к юго-западу, имеют средне-позднеюрский возраст. В Вардарской зоне офиолиты древнее - поздне триасово-юрские. Между двумя этими офиолитовыми сутурами простирается зона *Дрина-Иваньица*, в которой наблюдается почти полный неметаморфизованный разрез палеозоя. На этих породах несогласно залегают образования триасовой карбонатной платформы, за которыми следует сенонский флиш.

Тектоническая зональность *Эллинид* в целом повторяет зональность Динарид. Здесь также выделяют внешние и внутренние зоны. Юго-западная вергентность *Эллинид* сменяется южной при их развороте на юге Эгейского моря.

В области *Эллинид* на побережье Албании появляется *Преадрриатический прогиб* с мощной неогеновой молассой. Прогиб наложен на край Адрии. Адриатическая зона Динарид продолжается в область *Эллинид* в виде *Ионической зоны*, которая испытала рифтинг в позднем лейасе. Отложения этой зоны по бывшим листрическим сбросам надвинуты на *Преапулийскую зону*, занимающую острова Ионического архипелага. Если Ионическая зона рассматривается как паравтохтонная, то Преапулийская является чисто автохтонной и почти полностью сложена мелководными карбонатами. На северо-востоке Ионическая зона надвинута на смежную зону Внешних *Эллинид*, именуемую зоной *Гаврово-Триполица*. Эта зона также сложена неритическими карбонатами позднего триаса-среднего эоцена. В позднем эоцене-олигоцене карбонатонакопление здесь сменилось флишевым. Отложения слабо нарушены складками и сбросами. С северо-востока на зону Гаврово-Триполица с горизонтальной амплитудой свыше 50 км шарьирована *Пиндская зона* (или Олонос-Пиндос). Возможно, что эта зона возникла на месте узкого океанского бассейна, заложившегося в среднем-позднем триасе и заполнявшегося глубоководными осадками в течение позднего триаса-эоцена. Пиндская зона является аналогом зоны Будва Динарид.

Зона *Парнас-Гиона* занимает краевое положение в области Внешних *Эллинид*. С позднего триаса до середины мела она представляла собой шельфовую карбонатную платформу. Платформа периодически осушалась, что отразилось в появлении бокситоносной коры выветривания, имеющей важное промышленное значение. С конца мела осадконакопление стало более глубоководным и завершилось накоплением эоценового флиша. Зона Парнас-Гиона надвинута как на восток, так и на запад, причем в последнем случае ее отложения перекрывают т. н. "беотический флиш" поздней юры-сенона, частично палеогена. Флишевые толщи возникли за счет сноса обломочного материала со стороны Внутренних зон *Эллинид*.

Во *Внутренних Эллинидах* определенно прослеживается продолжение Вардарской зоны Динарид. Западнее этой зоны выделяется *Пелаго-*

нийская зона, строение которой до настоящего времени полностью не расшифровано. Первичный возраст пород здесь может быть палеозойско-раннемезозойским, но эти породы испытали несколько фаз метаморфизма, последняя из которых датируется миоценом. Самое восточное положение в системе Эллинид занимает *Субпелагонийская зона*, на которую на уровне границы юры и мела шарьированы офиолитовые покровы. Происхождение этих покровов дискуссионно.

Также как в Динаридах, в Эллинидах проявилось несколько фаз складчатости, различных для внешних и внутренних зон, при этом деформации распространялись из внутренних зон в сторону внешних. Во внутренних зонах деформации в целом развивались с рубежа юра-мел по конец эоцена (главная фаза). С эоцена складчатость и надвигообразование охватывают внешние зоны, которые приобретают свою окончательную структуру после штирийской фазы, непосредственно перед средним миоценом.

XI.4.2. Восточные бассейны Средиземного моря и о-в Кипр

Бассейны Восточного Средиземноморья включают Ионическое, Адриатическое, Ливийское, Эгейское моря и море Леванта (см. рис. 40). Наличие коры океанского типа достаточно твердо доказано геофизическими данными для Ионического моря, хотя по своим сейсмическим характеристикам эта кора несколько отлична от типичной океанской. Здесь возраст этой коры определяется как мезозойский (реликтовая кора океана Тетис), при этом оценки возраста варьируют от триаса до среднего мела. Мощность консолидированной коры составляет 8 - 11 км, осадочного чехла - 7 - 8 км. Хорошо известен лишь верхний интервал разреза осадочного чехла, включающего плиоцен-четвертичные отложения средней мощностью 350 - 400 м и мессинские эвапориты (максимум до 1200 м). Предполагается, что домессинский кайнозой достигает по мощности 2 - 3 км, и приблизительно столько же составляют мезозойские породы. Как уже говорилось, кора, подстилающая Ионическое море, субдуцирует на северо-запад в Калабрийской дуге; зона субдукции отмечена хорошо выраженной аккреционной призмой - *Калабрийским валом*. Одновременно эта кора поглощается в следующей к востоку *Эллинской (Эгейской) зоне субдукции*. Однако центральная и восточная части Эллинской дуги уже демонстрируют переход к начальной континентальной коллизии вследствие полного поглощения океанской коры. Эллинская зона субдукции характеризуется огромным аккреционным комплексом *Средиземноморского вала*, занимающим большую часть Ливийского моря. Его длина достигает 1300 км при ширине до 300 км, а мощность вовлеченных в аккрецию осадков доходит до 7 км. Вал начал формироваться непосредственно перед мессинием. В его пределах обнаружено широкое развитие грязевого вулканизма. Эллинская зона суб-

дукции сопровождается плиоцен-четвертичной вулканической дугой, приуроченной к южной части архипелага Киклады в Эгейском море, где наблюдаются типичные островодужные вулканические ассоциации. Входящий в ее состав вулкан Санторин (о-в Тира) 3,5 тыс. лет назад при своем взрыве уничтожил Минойскую цивилизацию.

Эгейское море заслуживает особого внимания, поскольку именно через эту акваторию и о-в Крит осуществляется связь между Балканами, Динаридами-Эллинидами и структурами Анатолии. Эгейское море с максимальными глубинами около 2,5 км (на крайнем юге) в целом рассматривается как задуговой бассейн в Эллинской зоне субдукции. Оно включает три геологически отличных сектора: северный, центральный и южный (Критское море). В северном секторе, который большей частью расположен на подводном продолжении Родопского и Сербо-Македонского массивов, доминантной структурой служит *Северо-Эгейский прогиб*. Прогиб представляет собой типичный молодой сдвигово-раздвиговой бассейн на западном продолжении Северо-Анатолийского разлома, активности которого также обязаны своим формированием бассейны Мраморного моря. Прогиб заполнен плиоцен-четвертичными осадками мощностью порядка 2 км. В северный сектор моря также протягивается Измир-Анкара-Эрзинджанская офиолитовая зона Анатолии - продолжение Вардарской зоны Эллинид. В средней части Эгейского моря главенствующей структурой является *Аттико-Кикладский массив*. В основе его лежат добайкальские блоки гондванского происхождения, которые находят свое продолжение в Анатолии в виде массива Мендерес (см. ниже). Эти блоки испытали несколько фаз альпийской переработки - от позднего эоцена до раннего миоцена.

Южный сектор (*Критское море, или Южно-Эгейский прогиб*), по-видимому, в основном подстилается складчатым основанием Ликийского Тавра - западным звеном Таврид. Со стороны Эллинид сюда же протягивается зона Триполица. В Критском море кора наиболее утонена по сравнению с остальной частью Эгейского региона и, сохраняя свою континентальную природу, не превышает по мощности 15 - 16 км.

Мощность осадочного чехла в Эгейском море очень изменчива, составляя в среднем несколько сотен метров. На севере моря чехол, вероятно, начинается с олигоцена, а на юге - с верхов среднего миоцена. Мессинские эвапориты присутствуют в наиболее погруженных участках.

О-в Кипр представляет собой покровно-надвиговое сооружение, входящее в состав внешней невулканической дуги Эллинской зоны субдукции. Серия Талеа-Ори, лежащая в основании более молодых покровов острова датирована в интервале от перми до олигоцена. Она сложена преимущественно карбонатами, завершающимися маломощным флишем. С севера на эти породы надвинуты филлитовые покровы (включая офиолитовые фрагменты) предположительно раннетриасового воз-

раста, которые были перемещены из Пиндской зоны Эллинид. Филлиты тектонически перекрыты позднепалеозойско-позднемеловыми карбонатами, которые слагают самый высокий хребет острова - горы Псилоритис. Неогеновый неоавтохтон включает аллювиально-лагунные, континентальные обломочные и мелководно-морские образования. Локально присутствуют эвапориты мессиния.

Море Леванта - геологически наиболее проблематичный элемент Восточного Средиземноморья. Отдельные исследователи предполагают, что почти все оно подстилается океанской корой возрастом от триаса до юры, другие считают, что кора здесь утоненная континентальная, перекрытая осадочным чехлом, характерным для смежных участков Африканской платформы. Наиболее вероятным представляется версия, что лишь самая глубокая впадина этой акватории - *прогиб Геродота* - имеет океанскую кору, а на окружающих участках кора сохраняет континентальную природу. Мощность коры в прогибе составляет около 22 км, из которых 12 км приходится на осадочный чехол. В отдельных впадинах моря Леванта мощность мессинских эвапоритов превышает 3 км. Огромное влияние на плиоцен-четвертичное осадконакопление в этой части Средиземного моря оказал Нил; мощность соответствующих осадков в его конусе выноса достигает 3,5 км.

Начальная коллизия также наблюдается в *Кипрской дуге* на северо-востоке море Леванта; здесь субдукция, начавшаяся в раннем миоцене, завершилась в позднем миоцене-начале плейстоцена. Остаточная субдукция, фактически сочетающаяся с начальной коллизией, имеет место непосредственно южнее о-ва Кипр. Здесь в реликте "условно глубоководного" Кипрского желоба со второй половины плиоцена происходит поглощение выступа континентальной коры - *поднятия Эратосфена*. Западнее и восточнее этого участка глубоководный желоб полностью замкнулся, трансформировавшись во взбросовые структуры.

XI.4.3. Анатолиды и Тавриды

Анатолиды и Тавриды географически располагаются в Малой Азии и занимают обширную территорию Турции и отчасти Сирии к югу от Понтида. С севера на юг эту складчатую систему подразделяют на три мегазоны: Анатолиды, Тавро-Анатолийскую "платформу" и Тавриды.

В структуре *Анатолид* на первое место выступает упоминавшаяся выше Измир-Анкара-Эрзинджанская зона (см. раздел XI.1.6), которая служит продолжением восточной подзоны Вардарской зоны Динарид-Эллинид. В ней широко развиты мезозойские, вероятно, преимущественно юрские офиолиты и мел-эоценовый флиш. Офиолиты Измир-Анкара-Эрзинджанской зоны продолжают в центральную часть Малого Кавказа. Восточную подзону Вардарской зоны представляет располагающаяся севернее *Интрапонтидская зона* с позднеюрско-раннемеловым офио-

литовым меланжем и глинисто-кремнистыми породами, а также поздне меловым-палеоценовым флишем. Западнее Анкары Интрапонтидская и Измир-Анкарская зоны разделены массивом (микроконтинентом) *Сакарья*, в фундаменте которого залегают палеозойские метаморфиты. Они несогласно перекрыты более молодым палеозоем и слабо дислоцированными юрско-меловыми образованиями карбонатной платформы. Микроконтинент Сакарья причленился к южному краю Евразии в туроне-сеноне.

Тавро-Анатолийская платформа, иногда именуемая Центрально-Анатолийской зоной, включает ряд метаморфических массивов, главными из которых является *Мендересский* на западе и *Киршехирский* (или *Кыршехирский*) на востоке. На юге выделяют аналогичный массив меньшего размера - *Аланья*, а восточнее, уже за пределами Анатолийского п-ова - крупный *Битлисский* массив. Массивы имеют близкое строение и историю развития. Типичный их представитель - массив Мендерес, составляющий единое целое с Аттико-Кикладским массивом центральной части Эгейского моря. Он характеризуется байкальским фундаментом, явно гондванского происхождения. И фундамент, и первичный чехол массива возрастом от палеозоя до мела подверглись метаморфической переработке в позднем эоцене и позднем олигоцене-раннем миоцене.

Самое южное положение на Анатолийском п-ове занимает покровно-складчатая *система Таврида*. Разделение Таврской мегазоны и мегазоны метаморфических массивов в некоторой степени условно и проводится по структурно-геоморфологическому признаку, поскольку их палеозойско-мезозойские разрезы сопоставимы между собой и не отличимы от разрезов Аравийской плиты. Таврские горы традиционно подразделяются (с запада на восток) на Ликийский, Западный и Восточный Тавр, хотя иногда употребляют четырехчленное деление. В каждом из этих сегментов покровы образуют относительно самостоятельные структурные единицы. В Тавридах наблюдается несколько генераций покровов, которые перемещались в основном на юг. В состав покровов входят породы возрастом от перми до середины мела, а их становление происходило с позднего мела по начало позднего миоцена. Последняя фаза, имевшая место в тороне, в Турции именуется фазой аксу (= аттической). В породах, слагающих покровы, присутствуют генетически разнообразные образования - от типичных представителей древней океанской коры с сопутствующими глубоководными осадками до отложений мелкого шельфа. Механизм и масштабы перемещений покровов являются предметом дискуссии. В частности, для некоторых Ликийских покровов предполагается перемещение из Анатолида через промежуточную платформу. В основании покровов часто выступают метаморфические толщи протерозоя-нижнего палео-

зоя, часть которых представляет собой автохтоны, а часть паравтохтоны. Они перекрыты преимущественно карбонатными образованиями девона-нижнего мела, мощность которых иногда превышает 6 км. Несогласно залегающий выше миоцен местами представлен флишем, однако большая часть миоценового разреза относится уже к молассе, выполняющей межгорные впадины.

XI.4.4. Загрос и Макран

К востоку от выступа Аравийской плиты располагается следующее звено неотетической ветви, включающей горы Загрос и область Макрана.

От более северной ветви Неотетиса (Малого Кавказа, Эльбурса и Копетдага) эта ветвь отделена *Центрально-Иранским* и смыкающимся с ним восточнее *Лутским блоками* (массивами, или микроплитами). Оба массива имеют докембрийский фундамент, который в Центрально-Иранском блоке перекрыт вендско-триасовым чехлом мощностью до 8 км. Центрально-Иранский блок имеет природу, близкую к Анатолийско-Таврской "платформе" Турции. В Лутском блоке чехол испытал влияние киммерийских движений. Затем осадконакопление здесь продолжалось вплоть до позднего миоцена, причем в среднем-позднем миоцене аккумуляровались мощные эвапориты и красноцветы. Юго-западное обрамление Лутского блока составляет *вулcano-плутонический пояс Урмия-Базман* (Дохтар) позднемелового-кайнозойского возраста. Его образование обусловлено коллизией Аравийской и Центрально-Индийской плит. В Иране этот пояс включает метаморфическую зону Синандадж-Сирджан и собственно горы Загрос.

Строение *зоны Синандадж-Сирджан* дискуссионно. В ней наблюдается палеозой, в котором присутствуют вулканиты, испытавшие герцинский и раннекиммерийский метаморфизм, а также неметаморфизованный мезозой. От зоны Загроса к юго-западу она отделена Главным Загросским надвигом, где в покровных чешуях выступают мезозойские офиолиты.

Горы Загрос образовались на пассивной окраине Аравийской плиты при ее коллизии с Евразией (рис. 41). Длина зоны Загроса достигает 1300 км при ширине до 250 км. На верхнепротерозойском фундаменте залегает палеозой-кайнозой; разрез чехла начинается с эвапоритов венда-низов кембрия. Эвапориты создают многочисленные диапиры. Палеозойский разрез характеризуется четырьмя крупными перерывами. Выше лежащий мезо-кайнозой почти полный и сложен мелководными карбонатно-терригенными образованиями с эвапоритами. С позднего миоцена появляется грубообломочная континентальная моласса.

Весь осадочный комплекс Загроса смят в крупные и протяженные складки с простираением от северо-западного до восток-северо-вос-

точного. Первые деформации здесь произошли в конце мела (обдукция офиолитов в северо-восточной части зоны). Во время главной фазы, начавшейся в миоцене и развивавшейся вплоть до конца плиоцена, осадочный чехол был сорван с основания и по отдельным эвапоритовым горизонтам в основании и внутри чехла перемещен на юго-запад. В неогене перед фронтом складчатого сооружения возник *Месопотамский передовой прогиб*, продолжающийся в северо-восточную часть Персидского залива. Деформации в прогибе продолжаются в настоящее время.

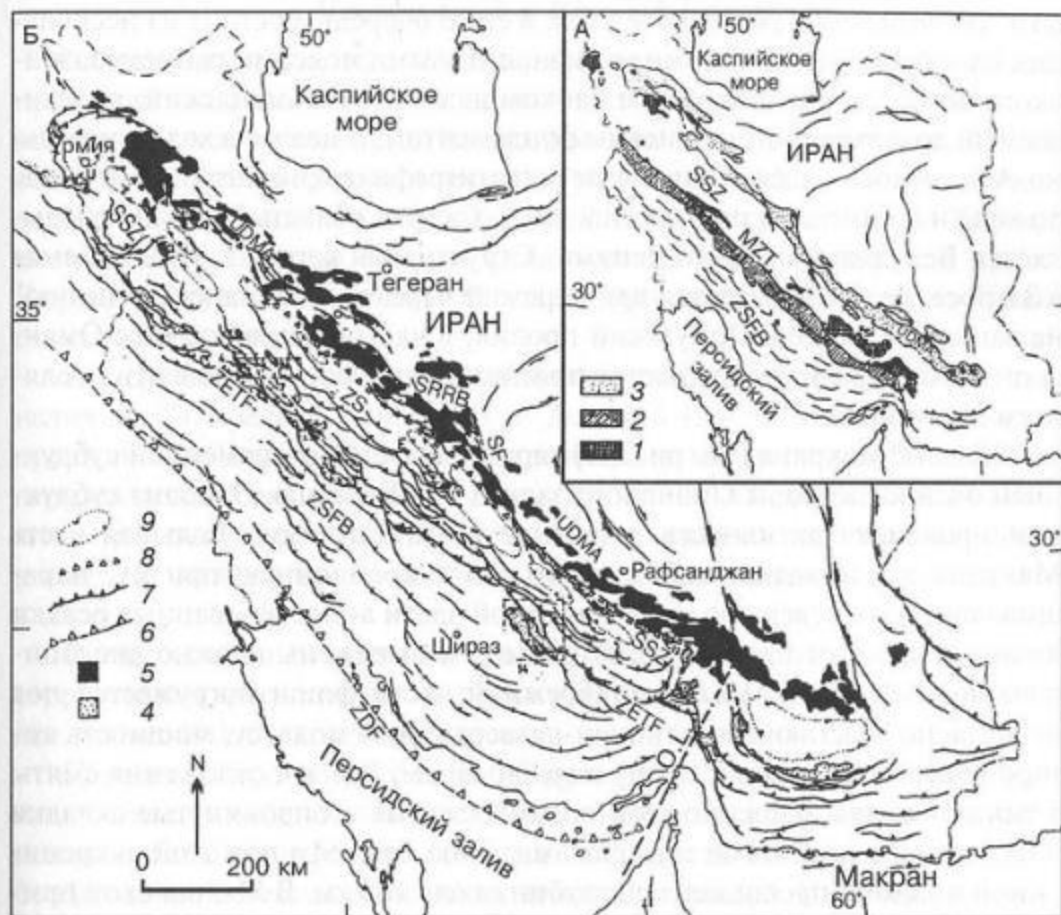


Рис. 41. Основные черты строения Загроса и иранской части Макрана (по М. Алави):

Врезка: 1 - докембрийский фундамент, 2 - зона надвигов Загроса, 3 - магматическая ассоциация (дуговая) Урмия-Дохтар. *Основная карта:* 4 - офиолиты, 5 - магматическая ассоциация Урмия-Дохтар (UDMA), 6 - фронт деформаций Загроса (ZDF), 7 - обнаженный надвиговый фронт Загроса (ZETF), 8 - сутура Загроса (ZS), 9 - впадины. *Сокращения:* MZT - Главный надвиг Загроса, SSZ - зона Санандаж-Сирджан, ZSFB - пояс простых складок Загроса, O.L. - Оманская линия, SF - разлом Ширкух, SRRB - задуговой бассейн Саве-Рафсанджан

Напротив восточного замыкания Загроса, по другую сторону Ормузского пролива, на п-ове Оман обнажается известный и описанный во многих публикациях огромный Оманский *офиолитовый комплекс*. Входящий в него классический офиолитовый покров Семайл достигает в мощности 14 км, из которых от 5 до 12 км составляют мантийные ультрамафиты. Офиолиты Семайл датированы сеноманом-ранним тураном. Как предполагается, они формировались в условиях спрединга над океанской зоной субдукции.

Область Макрана на севере Аравийского моря с запада ограничена Лутским блоком, а с севера - крупным Центрально-Афганским массивом. *Центрально-Афганский массив*, в свою очередь, состоит из нескольких блоков с разделяющими их офиолитовыми поясами раннемезозойского возраста. Доминантным блоком является Гельмендский, подстилаемый доверхнепротерозойским фундаментом. В целом чехол Центрально-Афганского массива охватывает стратиграфический интервал от венда до юры и достигает в мощности 9 км. С востока область Макрана обрамляется Белуджистанскими цепями. Структурная картина, наблюдаемая в Загросе, резко обрывается при переходе через т. н. "Оманскую линию" на западном входе в Ормузский пролив; в частности, восточнее Оманской линии сразу прекращается прослеживание области развития соляного диапиризма.

Область Макрана (см. рис. 41) характеризуется современной субдукцией океанской коры Оманского залива под Евразию. Эта зона субдукции проявляла активность в течение всего кайнозоя. Большая часть Макрана представляет собой огромную аккреционную призму, наращивавшуюся с севера на юг. В наземной части аккретированные осадки имеют возраст от палеогена до миоцена и выражены сложно дислоцированным флишем. Уже в прибрежной части флиш погружается под несогласно залегающую плиоцен-четвертичную молассу, мощность которой увеличивается в сторону моря до 10 км. Все эти отложения смяты в типичные для аккреционной призмы сжатые и опрокинутые складки и осложнены надвигами и взбросами. Зона Беньофа под этой аккреционной призмой прослежена до глубин около 100 км. В Макранской призмe наблюдаются обильные проявления грязевого вулканизма и глиняного диапиризма.

Макранская зона на востоке образует изгиб к северо-востоку и продолжается на суше в виде *Катавазского прогиба*, передового по отношению в Белуджистанской складчатой системе. В Катавазском прогибе наблюдается мощный нижнепалеогеновый флиш, смятый в дисгармоничные складки. Прогиб постепенно замыкается, "пережимаясь" своеобразным древним *Кабульским массивом*, по разлому граничащим с Гельмендским блоком. Кристаллический фундамент Кабульского массива, метаморфизованный до амфиболитовой фации, выступает в яд-

рах гранитогнейсовых куполов. Возраст пород фундамента, скорее всего, раннедокембрийский. Этот комплекс несогласно перекрыт менее метаморфизованным ранним-средним протерозоем. С востока и юга-востока ядро Кабульского массива окружено байкалидами, несущими признаки офиолитовой ассоциации. Чехол массива включает мощную толщу верхней перми-юры, на которой залегает офиолитовый покров, надвинутый с юго-востока, вероятно, в самом начале палеогена. Кабульский блок рассматривается как отторженец Индостанского кратона.

ХI.4.5. Белуджистанские горы, Кокхистан, Гиндукуш, Каракорум, Центральный и Южный Памир

Белуджистанская, или Сулейман-Киртарская складчатая система простирается вдоль северо-западного края Индостанской платформы и отделена от нее прерывистой полосой молассовых прогибов (рис. 42). На севере эта система срезана широтным разломом, а на юге частично продолжается в Аравийское море. Длина системы составляет около 2000 км, и она распадается два звена - Сулеймановы горы на севере и хребет Киртар на юге. Вся система обладает вергентностью в сторону Индостанской платформы.

Поперечная зональность Белуджистанской системы проявляется в наличии *Внутренней* (западной) и *Внешней* (восточной) зон. Узкая и прерывистая Внутренняя зона шарьирована на широкую Внешнюю с горизонтальной амплитудой до 50 км. В пластинах шарьяжа обнаруживаются триас-юрские офиолиты и преимущественно карбонатные породы возрастом вплоть до маастрихта. Формирование шарьяжа произошло в палеоцене.

Внешняя зона сложена мощными, большей частью мелководными терригенно-карбонатными породами триаса-эоцена, которые принадлежат пассивной окраине Индостана.

Передовые прогибы Сулейман-Киртарской системы заполнены олигоцен-нижнемиоценовой мелкообломочной молассой, морской на юге и континентальной на севере, которая наследуется континентальной грубообломочной среднемиоцен-плиоценовой молассой. На рубеже плиоцена и квартала Внешняя зона вместе с прилегающими крыльями передовых прогибов была смята в узкие складки, осложненные надвигами.

Кокхистан, Каракорум, Восточный Гиндукуш и Памир с прилегающими к ним более мелкими тектоническими элементами располагаются на острие синтаксиса Аравийского индентора и поэтому представляют собой наиболее активный и сложно деформированный сегмент рассматриваемой ветви Неотетиса. "Острие" индентора ограничено двумя крупными сдвиговыми зонами: левосторонней *Памиро-Афганской* с север-северо-восточным простираением и *Памиро-Каракорумской* с север-северо-западным простираением и правым смещением (см. рис. 42). Вели-

чина смещения оценивается в более чем в 200 км и 300 км, соответственно, для каждой из этих сдвиговых зон.

Восточный Гиндукуш и Каракорум на юге ограничены *Главным Каракорумским надвигом* с южной вергентностью. Оба указанных блока вместе с Южным Памиром, по-видимому, входили в состав единого микроконтинента в океане Неотетис. Южнее Главного Каракорумского надвига располагается *Кохистано-Ладакская зона*, представляющая собой среднемиловую энсиматическую вулканическую дугу. С юга эта дуга обрезана сутурой *Главного Мантийного надвига*, продолжающегося к востоку, в область Гималаев, в виде сутуры Инда-Цангпо (р. Брахмапутры).

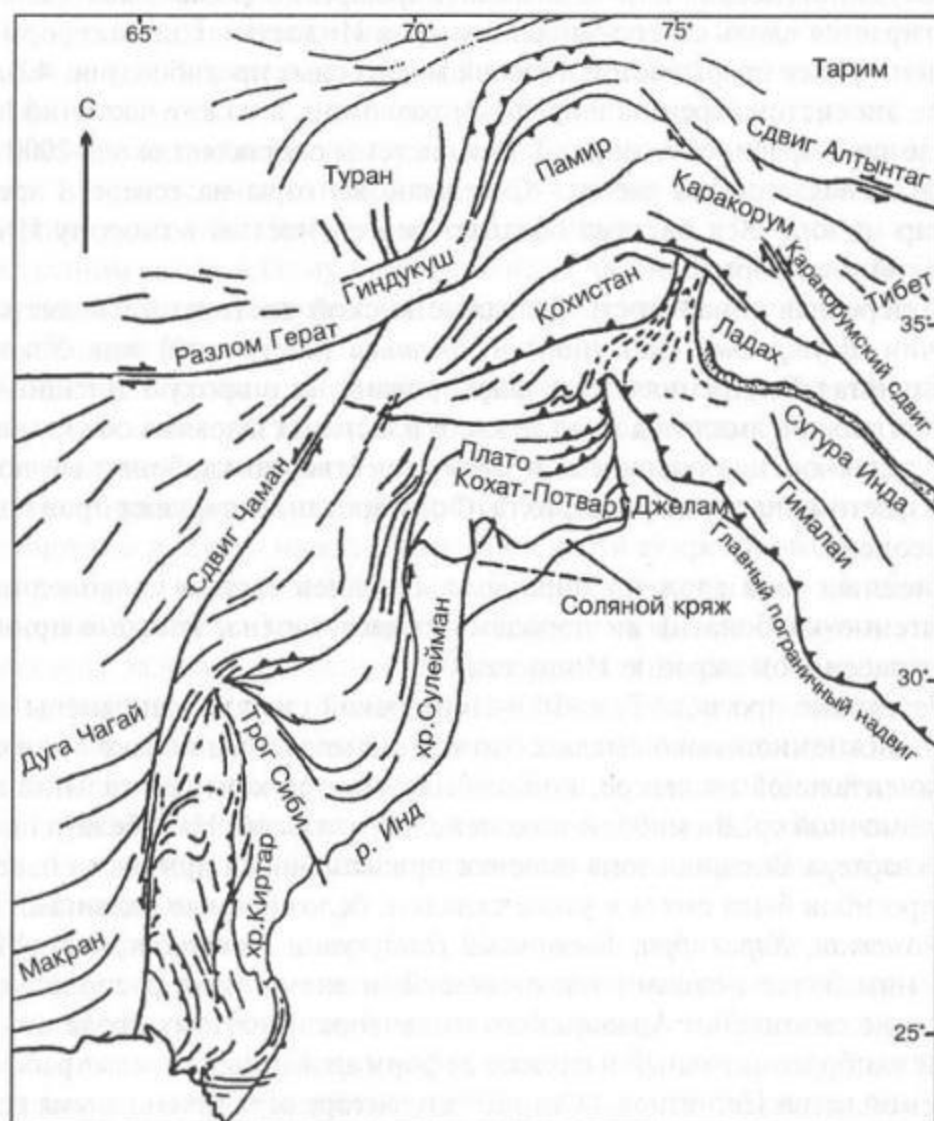


Рис. 42. Тектоническая схема района Памирско-Пенджабского синтаксиса (по Р. Тахирхели и М. Хану)

С трех сторон этот сегмент Неотетиса окаймлен герцинскими складчатыми сооружениями Северного Памира, Южного Тянь-Шаня и Кунь-луня.

Каракорумский сегмент ограничен разломами, отделяющими его от смежных неотетических участков. В основании гор Каракорума лежит докембрийский фундамент, который перекрыт палеозойско-мезозойским чехлом, испытавшем сложные деформации. Чехол начинается с относительно мелководного морского силура, сменяющегося последовательно более глубоководными фациями, с накоплением батиальных осадков в карбоне. Позднегерцинские движения создали расчлененный рельеф в пермское время. В триасе имело место общее воздымание, а с конца юры начал накапливаться флиш. Мел-палеогеновая седиментация завершилась альпийскими дислокациями, внедрением гранитоидных плутонов и региональным метаморфизмом в эоцене-миоцене. В частности, в середине мела произошло внедрение гигантского *Центрально-Каракорумского гранитного батолита*; последующие фазы его формирования затянулись до рубежа 27 - 25 млн. лет назад (ранний миоцен). С неогена по настоящее время Каракорум испытывает интенсивное поднятие.

Северный Памир относится к ветви Палеотетиса, а Центральный и Южный - к ветви Неотетиса. Соответственно, они имели различную историю развития.

Зона Центрального Памира отделена от Южной Рушан-Пшартской мезозойской офиолитовой сутурой (северо-вергентный надвиг) и подстилается докембрийским фундаментом, на котором залегает карбонатно-терригенный осадочный чехол возрастом от кембрия до миоцена. Перерывы в чехле отражают раннекаледонскую, раннегерцинскую, ранне- и позднекиммерийскую фазы складчатости. В первой половине юры осадконакопление сопровождалось излиянием лав среднего состава. В конце юры деформации и поднятия привели к резкому обмелению области седиментации и накоплению лагунной пестроцветной молассы, которая продолжала аккумулироваться вплоть до сеномана. Грубая моласса накапливалась с палеогена; осадконакопление сопровождалось излиянием лав среднего-кислого состава, меняющих состав до базальтового и щелочно-базальтового в олигоцене-миоцене.

Внутренняя структура зоны Центрального Памира характеризуется сложной покровной тектоникой. В отдельных местах в покровы вовлечены отложения докембрия. Наибольшие дислокации испытали палеозойско-триасовые образования, но покровообразование затрагивает и олигоцен-миоценовую молассу. Предполагается, что продвижение покровов происходило с севера на юг.

Рушан-Пшартская зона между Центральным и Южным Памиром имеет ширину всего около 20 км. В ее разрезе присутствуют дислоциро-

ванные отложения от карбона до раннего мела. Палеозойско-юрские образования считаются принадлежащими северному континентальному склону рифтогенного бассейна, достигшего стадии океанского спрединга. Офиолитовая ассоциация этой зоны охватывает породы поздней перми-триаса.

Зона Южного Памира обычно рассматривается как состоящая из двух подзон (иногда выделяемых в качестве самостоятельных зон) – Юго-Западного Памира и Юго-Восточного Памира. *Юго-Западный Памир* представляет собой крупный блок докембрийского фундамента (Бадахшанский массив). В нем породы максимальным возрастом до 2,7 млрд. лет метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Повторный метаморфизм блок испытал 1,6 – 1,4 млрд. лет назад, главным образом по периферии массива. Разнообразные гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы здесь сочетаются с многочисленными плутонами гранитоидов. На докембрийских породах несогласно залегает терригенный чехол верхнего палеозоя-триаса. Последующие внедрения гранитных плутонов происходили в ранне-позднекиммерийскую фазы и в альпийскую эпоху диастрофизма (вплоть до миоцена).

Юго-Восточный Памир лежит практически на продолжении Каракорума. Разрез в нем начинается с мощной терригенной формации карбона-нижней перми, за которой следуют глубоководные образования верхней перми-триаса. В отличие от Каракорума в Юго-Восточном Памире триас демонстрирует глубоководный флишеидный облик. А раннем и среднем мелу накопились грубообломочные молассы.

XI.4.6. Гималаи

Гималаи – типичное коллизионное горно-складчатое сооружение. Эти высочайшие горы обладают покровно-складчатой структурой, которая возникла в результате столкновения Индостана с Евразией, начавшегося в конце палеоцена (55 млн. лет назад) и получившего максимальное развитие в эоцене (45 – 40 млн. лет назад). Результирующие деформации распространились на огромную площадь, вплоть до Сибири и Зондской дуги.

Гималаи простираются приблизительно на 3000 км. Формально их северным ограничением считают офиолитовый шов Ярлунг-Цангпо (Инд-Брахмапутра), который проходит через верховья этих рек. Офиолиты Ярлунг-Цангпо возникли из океанской коры Неотетиса в результате замыкания последнего. К северу от шва лежат Тибетские массивы с докембрийской корой. Южно-Тибетский массив (массив Лхаса), прилегающий к Гималаям через упомянутый шов, надстроен Трансгималайским гранит-батолитовым поясом андского типа.

Гималаи включают несколько зон (рис. 43). Самая северная именуется *Тетис-Гималаями* (или Тибетскими Гималаями). Она сложена почти

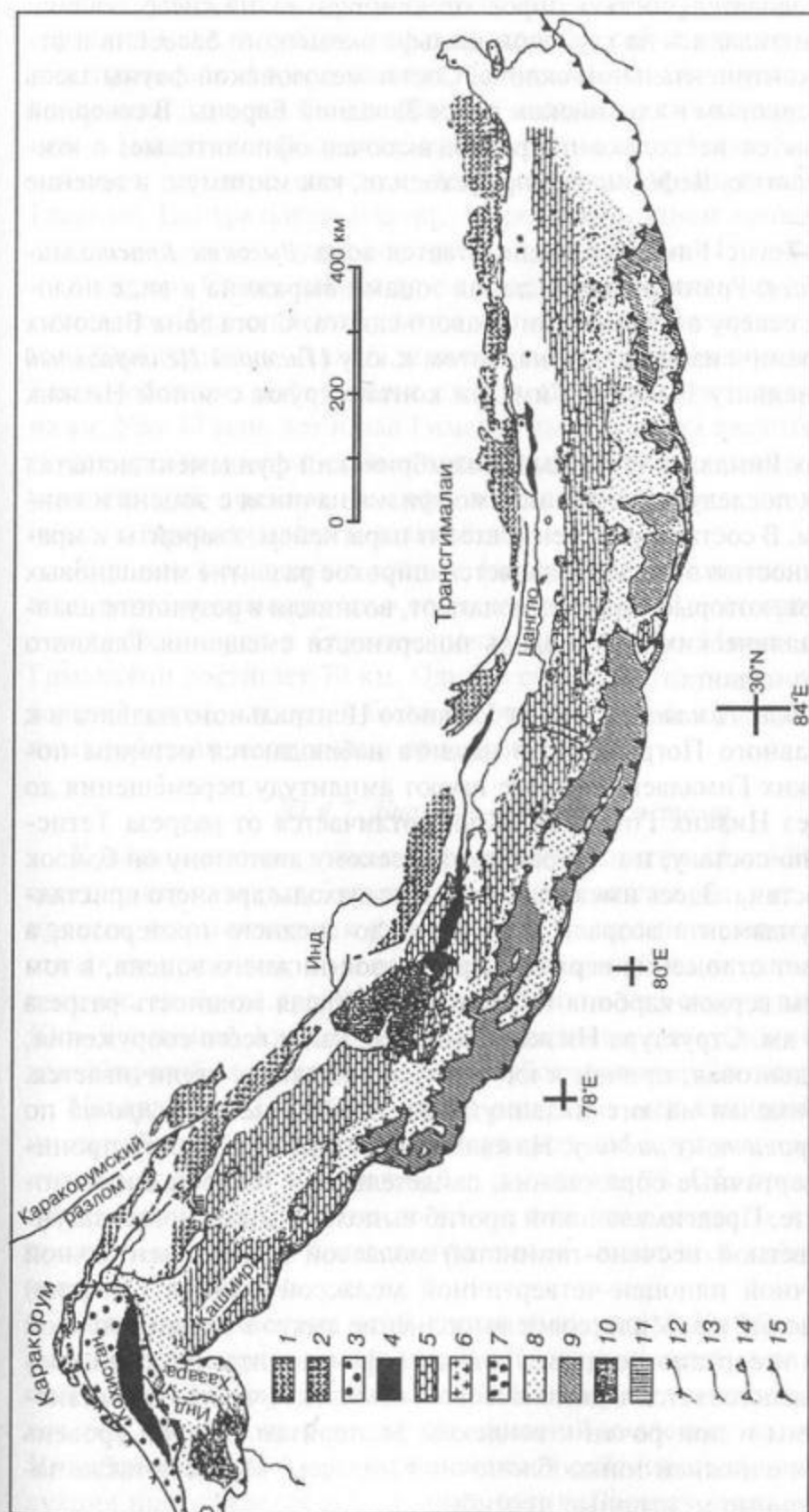


Рис. 43. Главные структурные зоны Гималаев (по П. Ле Форту, упрощено):

1 - Каракорумский батолит, 2 - Трансгималайский батолит, 3 - Кохистанская дуга, 4 - офиолиты, 5 - осадочная серия Тибетских Гималаев, 6 - Северо-Гималайский плутонический пояс, 7 - плутонический пояс Высоких Гималаев, 8 - кристаллический комплекс Высоких Гималаев, 9 - Низкие Гималаи, 10 - плейстоценовые бассейны, 11 - голубые сланцы, 12 - Каракорумская структурная зона, 13 - Главный Мантийный надвиг, 14 - Главный Центральный надвиг, 15 - Главный Пограничный надвиг

полной последовательностью пород от кембрия до нижнего эоцена, которые накапливались на глубоком шельфе океанского бассейна и отчасти на его континентальном склоне. Состав мезозойской фауны здесь очень схож с таковым в альпийском поясе Западной Европы. В северной зоне наблюдается несколько покровов, включая офиолитовые, с южной вергентностью. Деформации происходили, как минимум, в течение трех фаз.

К югу от Тетис-Гималаев располагается зона *Высоких Кристаллических Гималаев*. Граница между двумя зонами выражена в виде пологого сброса к северу с элементами правого сдвига. С юга зона Высоких Гималаев ограничена крупным надвигом к югу (*Главный Центральный надвиг*). По надвигу Высокие Гималаи контактируют с зоной Низких Гималаев.

В Высоких Гималаях исходный докембрийский фундамент испытал не менее двух последующих фаз метаморфизма начиная с эоцена и кончая миоценом. В состав фундамента входят парагнейсы, кварциты и мрамора. Особенностью этой зоны является широкое развитие миоценовых лейкогранитов, которые, как предполагают, возникли в результате плавления кристаллических пород вдоль поверхности смещения Главного Центрального надвига.

В зоне *Низких Гималаев* к югу от Главного Центрального надвига и к северу от Главного Пограничного надвига наблюдаются останцы покровов Высоких Гималаев, которые имеют амплитуду перемещения до 100 км. Разрез Низких Гималаев сильно отличается от разреза Тетис-Гималаев; и по составу, и по стратиграфическому диапазону он близок к чехлу Индостана. Здесь имеются отдельные выходы древнего кристаллического фундамента возрастом от архея до среднего протерозоя, а чехол включает отложения верхнего протерозоя-нижнего эоцена, в том числе тиллиты верхов карбона-низов перми. Общая мощность разреза достигает 6,5 км. Структура Низких Гималаев, как и всего сооружения, покровно-надвиговая, причем к югу крутизна надвигов увеличивается.

Низкие Гималаи на юге надвинуты на *Предгималайский прогиб* по *Главному Пограничному надвигу*. На крайнем востоке этот разлом проникает и в четвертичные образования, свидетельствуя о своем очень молодом возрасте. Предгималайский прогиб выполнен миоценовой лагунной пестроцветной песчано-глинистой молассой и континентальной грубообломочной плиоцен-четвертичной молассой (группа Сивалик) мощностью до 6,5 км. Молассовое выполнение смято в складки южной вергентности и сорвано по двум уровням с фундамента. Нижний уровень срыва располагается в домолассовом комплексе чехла Индостанской платформы и приурочен к вендским эвапоритам. Второй уровень отвечает кровле нижней тонкообломочной молассы. Моласса также заполняет отдельные межгорные прогибы.

Раскрытие Неотетиса в описываемом регионе прекратилось уже в середине мела, и субдукция коры этого бассейна в северном направлении привела к формированию *Трансгималайского батолитового пояса* вдоль южного края Тибета (блока Лхаса) и на его западном продолжении в Кохистане. Обдукция офиолитов на зону Тетис-Гималаев могла начаться, вероятно, еще до момента коллизии. В начале миоцена возник Главный Центральный надвиг, в среднем-позднем миоцене происходит следующий импульс деформаций, и возникает Главный Пограничный надвиг. Самая южная группа надвигов, отделяющая Гималайскую систему от Индостанской платформы и в совокупности именуемая Главным Фронтальный надвиг, заложилась, вероятно, в позднем плиоцене. Таким образом, деформации сжатия здесь распространялись с севера на юг. Уже 17 млн. лет назад Гималаи выступали на значительную высоту над уровнем моря, если судить по продуктам их размыва, но резкое ускорение их подъема началось в позднем миоцене, около 8 млн. лет назад, и продолжилось в дальнейшем.

Мощное поперечное сжатие (латеральное "сокращение" коры) в этом регионе оценивается в сотни километров. В настоящее время Индостан вклинился в Евразию почти на 2000 км. Мощность коры под Гималаями достигает 70 км. Однако считают, что это мощность только верхней коры, а нижняя была эклогитизирована и теперь по физическим свойствам неотличима от мантии

XI.4.7. Бирмано-Зондская система

Крайним юго-восточным звеном данной ветви Альпийско-Гималайского пояса является Бирмано-Зондская система (см. рис. 19). Она под прямым углом отходит к югу от Гималаев, граничит на севере с Индостанским кратоном, а на востоке и юге дугообразно огибает разновозрастные, но более древние по отношению к ней структурные элементы Юго-Восточной Азии. С Индийским океаном она граничит через передовой прогиб, а далее к югу - по глубоководному Зондскому желобу.

Центральная Бирма (Ньянма) разделена мел-кайнозойской вулканической дугой, которая разграничивает два крупных прогиба: западный - преддуговой и восточный - тыловодужный. Оба прогиба заполнены молассами мощностью до 10 км, при этом молассы в преддуговом прогибе начинаются с маастрихта и охватывают весь кайнозой, а в тыловом - с олигоцена.

Главным элементом этой системы являются *Индобирманские цепи*, которые надвинуты на западный (Предараканский) молассовый бассейн. Эти цепи представляют собой мощную аккреционную призму, которая формировалась над наклоненной к востоку зоной субдукции Индийской плиты. Судя по современной сейсмической активности, субдукция продолжается в настоящее время. Возраст отложений в призме

варьирует от позднего мела до палеогена. В ней имеются фрагменты офиолитов, вероятно, позднеюрско-раннемелового возраста, но роль основного выполнения играет флиш. Все эти отложения находятся в покровном залегании, при этом возраст главных деформаций Индо-бирманских цепей определяются концом олигоцена.

Южнее располагаются *Андаманские и Никобарские о-ва*, составляющие внешнюю (невулканическую) дугу Зондской зоны субдукции. К востоку от них лежит *Андаманское море - задуговой бассейн*, который начал раскрываться в начале позднего миоцена. Андаманский бассейн имеет характеристики сдвигово-раздвигового.

Более южный, *Зондско-Бандский сегмент* представляет собой набор азиатских террейнов и аккреционно-коллизионных комплексов мелкайнозойского возраста. В его поперечном сечении наблюдается та же зональность, что и в южной части Бирмано-Зондского. Здесь имеется внешняя невулканическая дуга, которая перед о-вами Ява и Бали выражена подводным хребтом, а восточнее, в субсегменте Банда, - цепочкой относительно мелких островов. Среди них особый интерес представляет о-в Тимор, являющийся классическим примером столкновения невулканической дуги с окраиной континента. В структуре Тимора различают элементы, первоначально принадлежавшие как окраине Австралии, так и океанской области. Широко развиты олистостромы и меланж; многочисленные надвиги имеют северную вергентность. Мощность коры под Тимором достигает 60 км, что подразумевает существование некоего промежуточного микроконтинента, который столкнулся с внешней дугой в среднем миоцене; затем, в середине плиоцена, последовала уже коллизия с самой австралийской континентальной окраиной. В процессе коллизии величина поперечного сжатия достигла 200 км, а континентальная кора субдуцировала на 100 км. При этом плиоценовые коралловые рифы были подняты на высоту до 800 м.

Внутренняя вулканическая дуга прослеживается от Суматры, через Яву до района к югу от о-ва Буру. Вулканическая деятельность в ней началась с середины миоцена и продолжается до настоящего времени. В тылу этой внутренней дуги располагается цепочка впадин, крупнейшей из которых является глубокое море Банда, подстилаемое типичной океанской корой миоценового возраста.

ХИ. АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

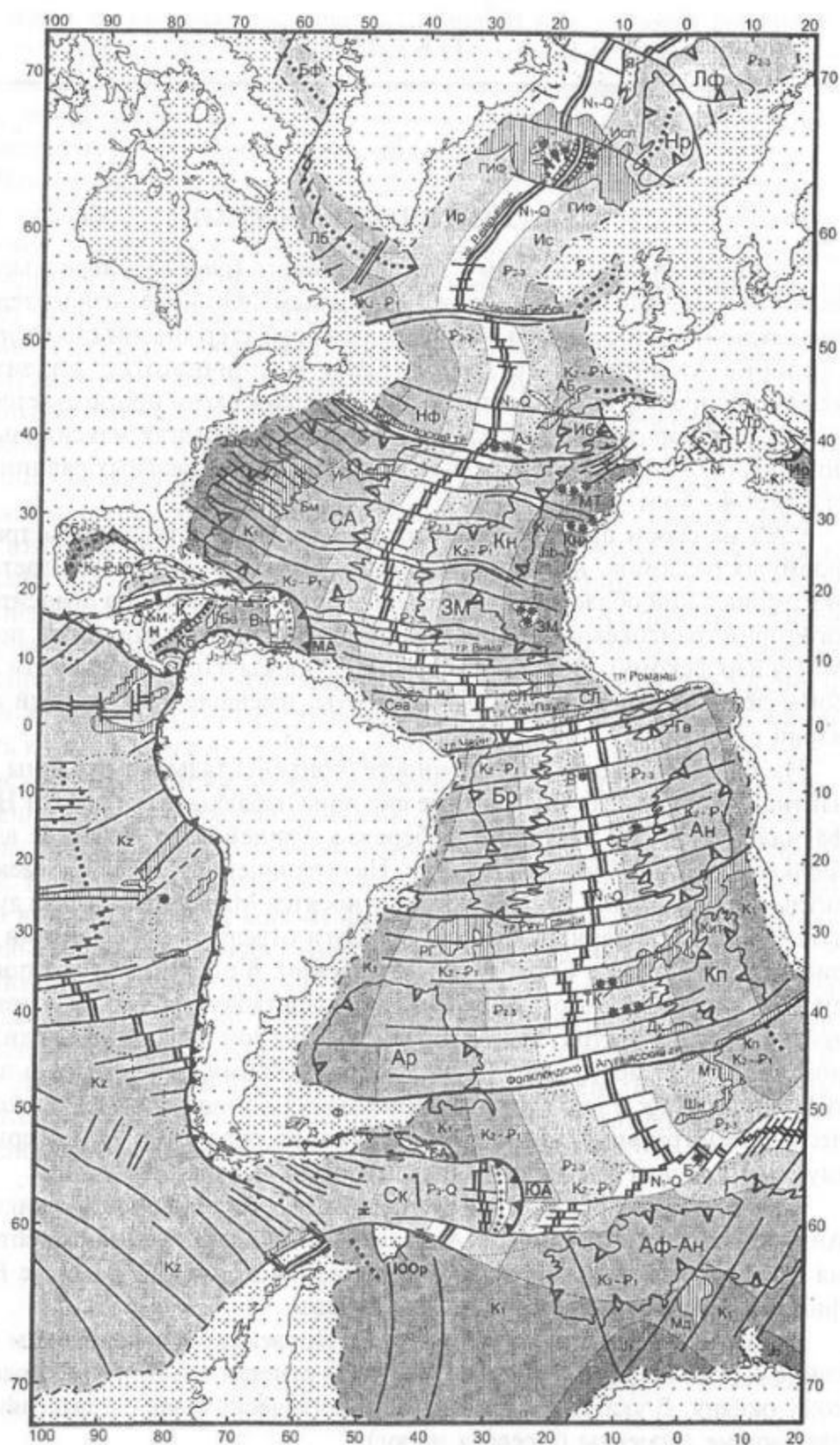
Обзор океанов мы начнем с Атлантического (рис. 44), поскольку он является в значительной степени "модельным". Он имеет относительно симметричное строение по обе стороны своей стержневой структуры - Срединно-Атлантического хребта (САХ) - типичного представителя медленноспрединговых хребтов. Атлантический океан протягивается на расстояние порядка 20 тыс. км с севера на юг, достигая максимальной ширины около 6 тыс. км. Средняя глубина его абиссальных равнин составляет 4 - 5 км.

САХ на своем протяжении пересечен большим количеством трансформных разломов, наибольшая концентрация которых наблюдается в экваториальной области. Значительная часть этих разломов относится к категории трансокеанских, или магистральных (демаркационных, по Ю. М. Пушаровскому). Последний термин очень удачен, поскольку эти разломы делят океан на отдельные сегменты, имевшие собственный сценарий развития.

На большей своей протяженности континентальные окраины Атлантики пассивны. Трансформные окраины наблюдаются к югу от Ньюфаундленда, вдоль северного побережья Гвинейского залива и вдоль Фолклендского плато - юга Африки. На ограниченных участках имеются активные окраины. К этим участкам относятся Малая Антильская дуга и дуга Южных Сандвичевых о-вов. Эти дуги отделяют от Атлантики Карибское море и море Скотия, соответственно. В последние годы появились сообщения, что ограниченная по масштабам субдукция атлантической коры на восток, под Альборанский регион Западного Средиземноморья, имеет место в зал. Кадис. Сейсмическими данными здесь зарегистрирована сжатая по простиранию аккреционная призма, а сейсмическая томография указывает на погружение океанской литосферы на глубины порядка 700 км под Гибралтарскую дугу.

От основного хребта в районе о-ва Буве ответвляются Америко-Антарктический и Африко-Антарктический спрединговые хребты, а на севере ответвлениями служат палеохребты в море Лабрадор (с Баффиновым заливом) и в Бискайском заливе.

Атлантика рассматривается вместе с Норвежско-Гренландским бассейном, хотя последний многие географы относят к Северному Ледовитому океану. В указанных рамках в Атлантическом океане выделяются следующие сегменты (с севера на юг):



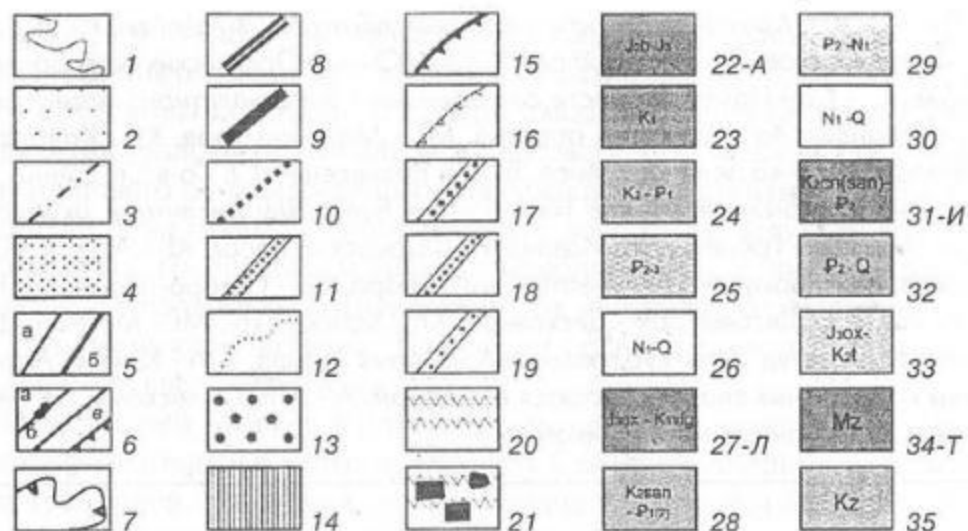


Рис. 44. Тектоническая схема Атлантического океана (по В. Е. Хаину): 1 - береговая линия, 2 - области суши, 3 - границы континентальной и океанской коры, 4 - области развития континентальной коры в пределах океана: шельф, континентальный склон, краевые плато, микроконтиненты; 5 - трансформные разломы: а - ординарные, б - демаркационные; 6 - прочие разломы: а - сдвиги, б - сбросы, в - взбросы; 7 - абиссальные котловины; 8 - 10 - спрединговые зоны срединно-океанских хребтов и задуговых морей: 8 - с четко выраженной рифтовой долиной, 9 - без рифтовой долины, 10 - прежние оси спрединга; 11 - глубоководные трогии несубдукционной природы, 12 - границы спрединговых хребтов, 13 - современный внутриплитный магматизм, 14 - внутриплитные океанские поднятия, 15 - активные зоны субдукции, 16 - прежние зоны субдукции; 17 - 19 - вулканические островные дуги: 17 - энсиматические, 18 - энсиалические, 19 - энсиматические, неактивные; 20 - области внутриплитных деформаций океанской коры, 21 - наиболее интенсивно деформированные блоки в пределах последних; 22 - 26 - сегменты с разным возрастом раскрытия океанской коры: 22 - юра, 23 - ранний мел, 24 - поздний мел-палеоцен, 25 - эоцен-олигоцен, 26 - миоцен-квартер, 27-Л - поздняя юра-неоком(?), 28 - средний-поздний мел, 29 - поздний мел, 30 - палеоцен-квартер, 31-И - поздняя юра, ранний и средний мел (оксфорд-турон), 32 - поздний мел-ранний палеоген (коньяк-эоцен), 33 - поздний палеоген-квартер (поздний эоцен-голоцен), 34-Т - мезозой, 35 - кайнозой. Глубоководные котловины и другие крупные морские впадины: Лф - Лофонтенская, Нр - Норвежская, СА - Северо-Американская, Кн - Канарская, ЗМ - Зеленого Мыса, Бр - Бразильская, Ан - Ангольская, Ар - Аргентинская, Кп - Капская, Аф-Ан - Африкано-Антарктическая, К - Карибское море, Ск - море Скотия. Морские впадины второго порядка: Бф - Баффины, Лб - Лабрадорская, Ир - Ирменгер, Ис - Исландская, Нф - Ньюфаундлендская, Иб - Иберийская, Ап - Алжиро-Прованская, Тр - Тирренское море, Ио - Ионическое море, Сл - Сьерра-Леоне, Гн - Гвианская, Гв - Гвинейская, Сб - Сигсби, Ю - Юкатанская, Км - Кайманова, Кб - Колумбийская, Вн - Венесуэльская,

Г - Гренадская. Микроконтиненты и краевые плато: Я - Ян-Майен, Р - Роколл, Ф - Фолклендское, БА - Берд-Айленд, ЮОр - Южных Оркнейских островов, Ас - Астрид, С - Сан-Паулу. Области современного внутриплитного магматизма: Ис - Исландия, Аз - Азорские острова, МТ - Мадейра-Торе, Кн - Канарские острова, ЗМ - о-ва Зеленого Мыса, В - о-в Вознесения, СЕ - о-в Св. Елены, ТК - о-ва Тристан-да-Кунья, Г - о-в Гоф; Б - о-в Буве. Внутриплитные океанские поднятия: ГИФ - Гренландско-Исландско-Фарерский порог, АБ - Азорско-Бискайское, Бм - Бермудское, Б - Беата, Сеа - Сеара, СЛ - Сьерра-Леоне, РГ - Риу-Гранди, К - хр. Китовый, Дк - Дискавери, Кп - Капский хр., Мт - Метеор, Шн - Шона, Мд - Моуд. Зоны субдукции: МА - Малых Антилл, ЮА - Южных Антилл. Буквы на условных знаках относятся к океанам: А - Атлантическому, Л - Ледовитому, И - Индийскому; Т - Тихому

1. Норвежско-Гренландский (от Шпицбергенского трансформного разлома до Исландско-Фарерского порога);
2. Лабрадорско-Британский (от указанного порога до разлома Чарли-Гиббс);
3. Ньюфаундлендско-Иберийский (от разлома Чарли-Гиббс до Азоро-Гибралтарского разлома);
4. Центральный (южнее, до разлома Зеленого мыса);
5. Экваториальный (до разлома Романш);
6. Южный (до разлома Фолкленды-Агульяс);
7. Приантарктический (до тройного сочленения Буве).

ХП.1. Центральный сегмент

Рассмотрим строение Атлантики начиная с *Центрального сегмента*, а затем продолжим обзор в соответствии с возрастом раскрытия сегментов. Срединный хребет в Центральном сегменте имеет изогнутую форму и достигает ширины 1500 км. Хребет рассечен четырьмя крупными трансформными разломами со смещением до 150 км, кроме того, через каждые 20 - 40 км встречаются нетрансформные разломы. По всему протяжению хребта хорошо выражена рифтовая долина. В пределах долины обнаружено несколько полей металлоносных гидротерм.

В рамках Центрального сегмента располагается ряд котловин. Самой крупной и глубокой из них является *Северо-Американская*. Почти в центре ее находится *Бермудское поднятие*, представляющее собой плато, ограниченное крутыми уступами. Фундамент этого поднятия сложен аптскими базальтами, поверх которых залегает мел-кайнозойский осадочный чехол. На западе Северо-Американская котловина ограничена *Багамским архипелагом* - мощной карбонатной платформой на океанском основании.

По другую сторону срединного хребта, почти симметрично относительно Северо-Американской, лежит *Канарская котловина*. В ней на-

блюдаются молодые вулканические острова (о-в Мадейра, о-ва Канарские и Зеленого мыса), приуроченные к разломам, которые протягиваются со стороны континента. Канары связаны с продолжением Южно-Атласского разлома, и вулканизм по возрасту здесь меняется от средне-олигоценового до современного. На Мадейре вулканизм завершился в плиоцене, а на о-вах Зеленого мыса его возраст варьирует от миоцена до плиоцена. На последнем архипелаге обнаружены флишевые отложения самых низов мела, которые залегают на пиллоу-базальтах, вероятно, позднеюрского возраста. Под всеми архипелагами океанская кора утолщена за счет магматизма.

Наибольший интерес в описываемом сегменте представляет строение континентальных окраин. Окраину Северной Америки подстилает кора трех типов. Во-первых, это растянутая и утоненная благодаря рифтогенезу континентальная кора. Она распространена на прибрежных равнинах и шельфе. Восточнее, в полосе шириной всего около 20 км, регистрируется кора переходного типа. Она также сильно утонена, пронизана мафитовыми дайками и силлами в верхней части и имеет в основании основные интрузивы. В границах континентального склона и подножья развит недавно выделенный тип коры - краевой, океанского типа, но характеризующийся повышенной мощностью по сравнению с типичной океанской. Верхняя ее часть сложена базальтами, которые в сторону абиссальных равнин переходят во 2-ой слой, но при этом его мощность в 2 - 3 раза превышает обычную. В этом слое регистрируются отдельные отражающие границы, наклоненные в сторону океана. Скорости продольных волн составляют 7,1 - 7,5 км/с. Считается, что эта кора сложена интрузиями мафитов повышенной магнезиальности. Очевидно, что нижняя кора в сторону океана сменяется 3-им слоем. Этот тип пассивных окраин получил название *вулканического*, и он распространен вдоль большей части побережья США и Канады, за исключением Ньюфаундленда, где окраина *авулканическая*. Вулканическая окраина развита также севернее Ньюфаундленда - вдоль берегов Гренландии и Скандинавского п-ова. Полагают, что кора данного типа формировалась на начальной стадии спрединга.

Начало рифтинга в этом сегменте Атлантики датируется поздним триасом-ранней юрой. Полуграбены этого возраста хорошо известны на побережье Северной Америки (район устья р. Гудзон) и Марокко. Рифты заполнены континентальными обломочными отложениями на американской стороне и в значительной степени глинисто-мергелистыми на африканской. На обеих окраинах в разрезах присутствуют базальты и соли, причем последние достигают максимальной мощности (до 8 км) на американской окраине, в районе Мексиканского залива. К северу от Флориды была пробурена морская скважина по программе ODP, которая вскрыла батские пострифтовые отложения. Но сква-

жина расположена восточнее магнитной аномалии на границе океанской и континентальной коры, поэтому ожидается, что в этом сегменте должны быть отложения и древнее бата. В настоящее время господствует мнение, что раскрытие описываемого сегмента произошло в ранней юре, около 200 млн. лет назад. Пострифтовый разрез составляет по мощности 8 - 13 км вдоль континентальных окраин сегмента. Бульшая часть разреза сложена турбидитами. В поздней юре-раннем мелу по периферии Мексиканского зал. и далее к северу развилась система барьерных рифов.

К югу от Багам располагается активная континентальная окраина Центрально-Атлантического сегмента. Здесь океан через Антильский краевой вал граничит с Пуэрториканским глубоководным желобом - элементом зоны субдукции коры Атлантики под Карибский регион.

ХП.2. Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент

В этом сегменте спрединговый хребет также имеет хорошо выраженную срединную долину, а отдельные его отрезки лежат на глубинах менее 1 км. Количество трансформных разломов здесь сведено к минимуму. Континентальные окраины относятся к авулканическому типу.

Наибольший интерес в данном сегменте вызывает *Азоро-Гибралтарская трансформная зона*. Зона маркирует границу Африканской и Евразийской плит. Непосредственно к востоку от тройного сочленения этой трансформы с САХ располагаются Азорские вулканические острова, где вулканические события начались в плиоцене и продолжаются поныне. Продуктами извержений служит щелочно-базальтовая магма. Предполагается, что Азорский архипелаг возник на месте мантийного плюма. В районе этого архипелага трансформна демонстрирует напряжения растяжения (транстенсию), но далее к востоку, на банке Горриндж, находящейся близ побережья Португалии, фиксируется надвиг в северном направлении, свидетельствующий о поперечном сжатии (транспрессии). Еще дальше на восток четких следов трансформы не обнаружено, хотя общие движения по Азоро-Гибралтарской системе оказали критическое влияние на взаимную кинематику Африканской и Евразийской плит по крайней мере с рубежа 80 млн. лет назад. Вероятно, трансформна в зал. Кадис расщепляется на две ветви, ограничивающие узкую Гибралтарскую зону субдукции.

Другим важным элементом этого сегмента Атлантики является Бискайский залив. Его происхождение обязано зоне спрединга, ответвляющейся от САХ в области его наибольшего изгиба к востоку. Возраст спрединга определен как средне-позднемеловой. Вдоль Северо-Иберийской окраины протягивается крайне интересная структура: в области развития переходной коры наблюдаются выходы мантийного материала - *Перидотитовая гряда*, - которая с океанской стороны сопровожда-

ется очень тонкой океанской корой (до 3,5 км). Считается, что мантийный материал был обнажен на поверхности и испытал серпентинизацию при разрыве континентальной коры в процессе рифтинга. На Северо-Иберийской окраине спрединг уже в конце мела сменился на режим конвергенции. Возникла зона субдукции, в которой океанская кора поглощалась под Иберией. Субдукция создала типичную аккреционную призму, сложенную отложениями возрастом от среднего эоцена до раннего миоцена. Развитие этой окраины было тесно связано с эволюцией Пиренеев. Однако в Пиренеях происходил подвиг Иберийской плиты под Евразию, т. е. картина, обратная по отношению к наблюдаемой в Бискайском заливе.

В целом Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент стал раскрываться в раннем мелу (готериве-барреме), при этом континентальный рифтинг по его окраинам начался в конце юры-начале мела. Ось спрединга распространялась с юга на север.

ХП.3. Лабрадорско-Британский сегмент

В этом сегменте срединный хребт приближен к западному побережью из-за смещения по трансформе Чарли-Гиббс почти на 300 км. Хребт имеет собственное имя - *Рейкьянес*. По отношению к направлению спрединга он простирается под углом около 30°, скорость спрединга составляет приблизительно 1 см/год.

Примечательной особенностью сегмента является о-в Исландия, где хребт на протяжении более 300 км обнажен на дневной поверхности. Исландия явилась полигоном для изучения процессов океанского рифтинга, поскольку две ее рифтовые долины - Восточная и Западная - через трансформные разломы соединяют хребты Кольбейнсей к северу от острова и Рейкьянес к югу от него.

Остров возник и существует на месте мантийного плюма, зародившегося в палеоцене. Первоначально предполагалось, что плюм поднимается с раздела ядро-мантия, но сейсмотомографические данные последних лет подразумевают, что корни плюма могут находиться на границе нижней и верхней мантии. Плюм, видимо, является реликтом или одного гигантского, или группы меньших по размеру плюмов, первоначально концентрировавшихся под южной Гренландией. Хотя кора Исландии аномально толстая (до 35 км), по составу она океанская.

Располагающееся в этом сегменте *Лабрадорское котловинное море* сформировалось в результате спрединга с конца мела до позднего эоцена. Интенсивное осадконакопление здесь создало мел-кайнозойский осадочный чехол мощностью около 6 км. Из Лабрадорской котловины линейные магнитные аномалии протягиваются в Баффинов залив, который также подстилается океанской корой позднепалеоцен-раннеэоценового возраста.

Восточнее хребта располагается *плато Роколл*, представляющее собой микроконтинент, отделенный одноименным трогом от континента. Фундамент плато идентичен фундаменту Гебридского массива севера Шотландии. Кора под плато относится, вероятно, к переходному типу и достигает мощности максимум 17 км. Плато отделилось от материка (Гренландии) в палеоцене.

Формирование описанного сегмента началось с конца раннего мела на его юге и, вероятно, в альбе ось спрединга проникла в трог Роколл. К концу мела ось спрединга распространилась в Лабрадорское море, отделяя Гренландию от Северной Америки. В начале палеоцена произошло раскрытие Баффинова залива. В палеоцене же возник спрединговый хребет Рейкьянес, отделивший плато Роколл от Гренландии.

ХП.4. Норвежско-Гренландский сегмент

Этот самый северный сегмент Атлантики включает три отрезка спредингового хребта, которые именуются (с юга на север) *хребтами Кольбейнсей, Мона и Книповича*. Первые два отрезка хребта разделены крупной *трансформой Ян-Майен*. Современная ось спрединга (хр. Кольбейнсей) возникла всего лишь 13 млн. лет назад. Большая часть разломов, пересекающих хребет, относится к нетрансформному типу. Хребет испытал неоднократную реорганизацию, в конце-концов был интенсивно сегментирован и спрединг приобрел асимметричный характер.

Гренландская окраина являет пример наиболее типичной вулканической окраины, где магматическая стадия достигла формирования покровов плато-базальтов и интрузий габбро. Проявления магматизма датированы палеоценом, ранним и началом среднего эоцена.

На востоке от хребта лежит *Норвежская котловина*, в которой выявлен погребенный спрединговый *хребет Эгир*, проявлявший активность с палеоцена до раннего миоцена. После этого ось спрединга, перескочив через микроконтинент Ян-Майен, сместилась в хр. Кольбейнсей. Восточным ограничением Норвежской котловины служит *Фареро-Шетландский уступ*. Частью этого структурного элемента являются Фарерские о-ва - продукт распада базальтового плато позднепалеоцен-раннеоэценового времени.

Описанный сегмент развивался с палеоцена по олигоцен с юга на север.

ХП.5. Приантарктический сегмент

Этот сегмент самый короткий по простиранию. СОХ на юге имеет малую глубину гребневой зоны, что объясняется наличием плюма в области *тройного сочленения Буве*. Все три хребта, сходящиеся у о-ва Буве, отличаются аномально малой скоростью спрединга - менее 1 см/год. Собственно о-в Буве - вулканическое образование возрастом около 6 млн. лет.

На Фолклендских (Мальвинских) о-вах на юго-западе сегмента обнажается позднедокембрийский и палеозойский фундамент, перекрытый в отдельных местах осадочным чехлом возрастом до кайнозоя включительно. Нижняя-средняя юра представлена рифтогенным комплексом. Западнее Фолклендских о-вов располагается крупный шельфовый *Мальвинский бассейн*, где мощность осадочного чехла, начинающегося с юры, достигает 7 км. Этот бассейн поднятием фундамента отделен от Магелланового прогиба (бассейна Мегальянос, см. рис. 6), расположенного еще западнее, на континенте. Мальвинский бассейн начинал свое развитие как рифт в ранней-средней юре, а в кайнозое трансформировался в передовой прогиб восточного продолжения Патагонских Анд (северного фланга дуги Скотия).

К югу от Фолклендских о-вов континентальная окраина относится к активному типу и приурочена к *Южно-Сандвичевому глубоководному желобу* и соответствующей зоне субдукции.

На востоке сегмента континентальное обрамление отсутствует, и здесь Атлантика смыкается с Индийским океаном. Раскрытие описанного сегмента началось в самом конце юры-начале мела.

ХII.6. Южный сегмент

В Южном сегменте, который простирается от Фолклендско-Агульясского разлома до разлома Романш, срединный хребет именуется *Южно-Атлантическим*. Его ширина здесь последовательно уменьшается с севера на юг от 1600 до 800 км. На крайнем севере хребта рифтовая долина не выражена. Хребет рассечен шестью крупными трансформными разломами с относительно малоамплитудными смещениями. К местам их пересечений со срединным хребтом приурочены отдельные острова и подводные горы. Все они сложены молодыми щелочно-базальтовыми вулканитами. К западу от хребта лежат две глубоководные котловины - *Бразильская* и *Аргентинская*, разделенные *поднятием Риу-Гранди*. Последнее имеет сложное строение. В его основании располагаются щелочные базальты сантонского возраста. Чехол представлен карбонатами сенона-кайнозоя, которые становятся все более глубоководными вверх по разрезу. По северному краю поднятия проходит важный *разлом Риу-Гранди*, который подразделяет описываемый сегмент на южный и северный субсегменты, различающиеся по времени раскрытия. Южный начал раскрываться в валанжине, тогда как в северный море проникло только в апте. В то время здесь образовался узкий бассейн типа Красного моря, в котором происходило соленакопление. Появление открытого морского бассейна маркируется в этом субсегменте накоплением альбских черных сланцев.

В северном субсегменте южноамериканская окраина характеризуется серией глубоких (до 10 - 12 км) периокеанских бассейнов с промышлен-

ной нефтегазоносностью. Бассейны унаследованы от рифтовой стадии развития этой окраины в оксфорде-неокоме. В аптское время аккумуляровались соли, которые впоследствии породили многочисленные диапиры, а с альба стали накапливаться нормально-морские осадки.

К востоку от Южно-Атлантического хребта присутствуют три глубоководные котловины. В самой северной из них - *Гвинейской* - наблюдается ряд вулканических островов, образованных молодыми щелочно-базальтовыми вулканитами. Вместе с наземным вулканом Камерун они составляют т. н. "*Камерунскую линию*". К вулкану Камерун с юго-запада подходит другая цепь вулканов, протягивающаяся из Ангольской котловины.

Вероятным продолжением поднятия Риу-Гранди по восточную сторону САХ является *хр. Китовый*. Это глыбовое сооружение с выровненной поверхностью состоит из трех отдельных блоков. Бурением вскрыт базальтовый океанский фундамент возрастом от альба до маастрихта.

Африканская окраина в пределах сегмента похожа по строению на южноамериканскую. Здесь также присутствуют периокеанские бассейны и наблюдаются проявления соляного диапиризма. Бассейны нефтегазоносны.

XII.7. Экваториальный сегмент

Данный сегмент занимает ключевое положение в структуре Атлантики, поскольку только с его раскрытием в середине мела северная и южная части океана объединились в единое целое. Границы сегмента на севере и юге обрисовываются *разломами Зеленого мыса и Романш*. Срединный хребет в этих рамках резко сужается до 500 - 600 км, а рифтовые долины располагаются кулисно относительно друг друга. В процессе своей эволюции хребет испытывал неоднократные перескоки. Все это создает сложно интерпретируемую картину линейных магнитных аномалий. Принципиальная черта строения этого сегмента состоит в резком сгущении магистральных трансформных разломов. На расстоянии около 1700 км вдоль оси спрединга их насчитывается 12. Наиболее крупные разломы - Романш, Сан-Паулу, Вима - сопровождаются глубокими желобами; в частности, в желобе Романш зарегистрирована рекордная для Атлантики глубина, превышающая 7,8 км. В желобах на поверхность дна выведены породы нижней коры и верхней мантии. Большую роль в этих разломах играют протрузии серпентинизированных перидотитов. По краям зон трансформных разломов часто наблюдаются протяженные хребты, на которых сохранились остатки мелководного чехла мел-эоценового возраста. Отдельные разломы проникают глубоко в мантию. Например, влияние разлома Романш, по сейсмическим данным, ощущается до глубин свыше 200 км. Этот факт может свидетельствовать о первичности трансформных разломов по отношению к спрединговому хребту.

Котловины в этом сегменте плохо выражены. К западу от хребта располагается *Гвианская котловина*, а на востоке - *Сьерра-Леоне*. Симметрично по обе стороны хребта находятся два внутриплитных поднятия - *Сеара* на западе и *Сьерра-Леоне* на востоке. Вероятно, до эоцена они составляли единое вулканическое поднятие на оси спрединга, возникшее 80 - 75 млн. лет назад, а затем были разорваны спредингом.

Африканская окраина в южной части того сегмента относится к трансформному типу. Здесь переход от утоненной континентальной коры мощностью 23 км к океанской мощностью менее 6 км происходит в узкой (всего около 6 км) полосе.

ХИ.8. Краткая история развития Атлантического океана

Развитие Атлантики началось около 200 млн. лет назад в процессе распада Пангеи. Пангея формировалась в два этапа: в девоне закрылся океан Япетус и возникла Лавруссия за счет объединения Лаврентии и Балтики. Затем происходит коллизия Западной Гондваны с Лавруссией, а Сибири - с Сино-Кореей, при этом появляется Пангея. Пангея сохранялась приблизительно до середины триаса, хотя в отдельных районах рифтинг суперконтинента начался уже в перми. Пик распада Пангеи пришелся на поздний триас-раннюю юру. В это время по обе стороны будущей Атлантики наблюдается вспышка базальтового вулканизма. Собственно Атлантика раскрывалась в течение нескольких стадий, которые для северной ее половины объединяются интервалом времени от ранней юры до эоцена, а для южной - с самого конца юры до середины мела. На первой стадии раскрытия Атлантики ось спрединга простиралась в северо-восточном направлении (в современных координатах) от Мексиканского залива через современную центральную часть океана в Лигурийский Тетис. Таким образом, на этой стадии зарождающаяся Атлантика фактически входила в состав океана Тетис, разделявшего Лавразию и Гондвану - северную и южную части Пангеи. В поздней юре ось спрединга переместилась из района Мексиканского зал. в Карибский регион и отсюда через трансформу проникла в область будущих Анд, соединившись с одной из осей спрединга в Тихом океане. Соединение Южной Атлантики с Северной произошло в конце альба-начале сеномана, когда Южная Америка окончательно отделилась от Африки.

Максимальная подсчитанная скорость спрединга в Атлантике на протяжении истории формирования этого океана достигала 2,4 см/год. Самая большая скорость спрединга имела место в апте-туроне, т. е. во время меловой эпохи спокойного магнитного поля, когда повсеместно на Земле скорость спрединга была высокой. Минимальная скорость спрединга (в начале мела) оценивается в 0,7 см/год. В среднем же скорости составляли 1,2 - 1,4 см/год, т. е. САХ всегда был и остается медленноспрединговым хребтом.

ХІІІ. СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ (АРКТИЧЕСКИЙ) ОКЕАН

Хребет Книповича в Норвежско-Гренландском сегменте Атлантики на крайнем севере обрывается крупной Шпицбергенской трансформой с величиной левого смещения более 800 км. За этой трансформой начинается Северный Ледовитый океан.

Арктический океан - самый малый по площади, при этом почти половина его подстилается континентальной корой (рис. 45). Океанская кора развита в двух главных глубоководных впадинах - Евразийской и Амеразийской (Канадской). Первая из них простирается от Гренландии и Шпицбергена до моря Лаптевых, а вторая располагается к северу от Канадского Арктического архипелага, Аляски и Чукотки. Впадины разделены двойной системой подводных поднятий. В эту систему входит хр. Ломоносова, который проходит через Северный полюс от шельфа Гренландии до шельфа Новосибирских о-вов и ограничивает Евразийскую впадину. Вторым элементом системы поднятий являются хребты Альфа и Менделеева, которые соединяют Канадский Арктический архипелаг с о-вом Врангеля и чукотским шельфом. Между хр. Ломоносова и поднятием Альфа располагается впадина Макарова, а между хр. Ломоносова и поднятием Менделеева - котловина Толля (или Подводников). По хр. Ломоносова проходит граница между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами Земли.

ХІІІ.1. Евразийская впадина

Эта впадина является продолжением Норвежско-Гренландского бассейна, от которого она отделена Шпицбергенской трансформой и порогом Фрама. На востоке впадина также ограничена разломом по континентальному склону моря Лаптевых. Данный разлом срезает и хр. Ломоносова. Размеры впадины составляют около 2000 на 900 км. По ее оси протягивается *спрединговый хр. Гаккеля*, который делит впадину на две котловины - *Амундсена* (прилегающую к хр. Ломоносова) и *Нансена* (близ евразийского шельфа).

Хр. Гаккеля по всему своему протяжению отмечен рифтовой долиной глубиной приблизительно до 5 км. На востоке долина и отчасти хребет засыпаны осадками мощностью до 6 км. Хребет рассечен трансформными разломами небольшой амплитуды. В котловине Амундсена, которая глубже и шире котловины Нансена, осадочный чехол менее мощный. К востоку, в сторону склона моря Лаптевых, мощность чехла увеличивается.

Русским геофизиком А. М. Карасиком в Евразийской котловине установлена система магнитных аномалий, симметричных относительно хр. Гаккеля. Эти аномалии свидетельствуют, что спрединг во впадине

начался в позднем палеоцене, тогда как рифтинг продолжался с конца мела до середины палеоцена. Скорость спрединга с конца палеоцена-в эоцене была 1,2 см/год. В начале олигоцена начался спрединг в проливе Фрама (между Шпицбергом и Гренландией), при этом скорость спрединга в основной части хребта снизилась до 0,5 см/год. Вероятно, в конце олигоцена на пересечении хр. Гаккеля и Шпицбергенского трансформного разлома сформировалось вулканическое поднятие, которое

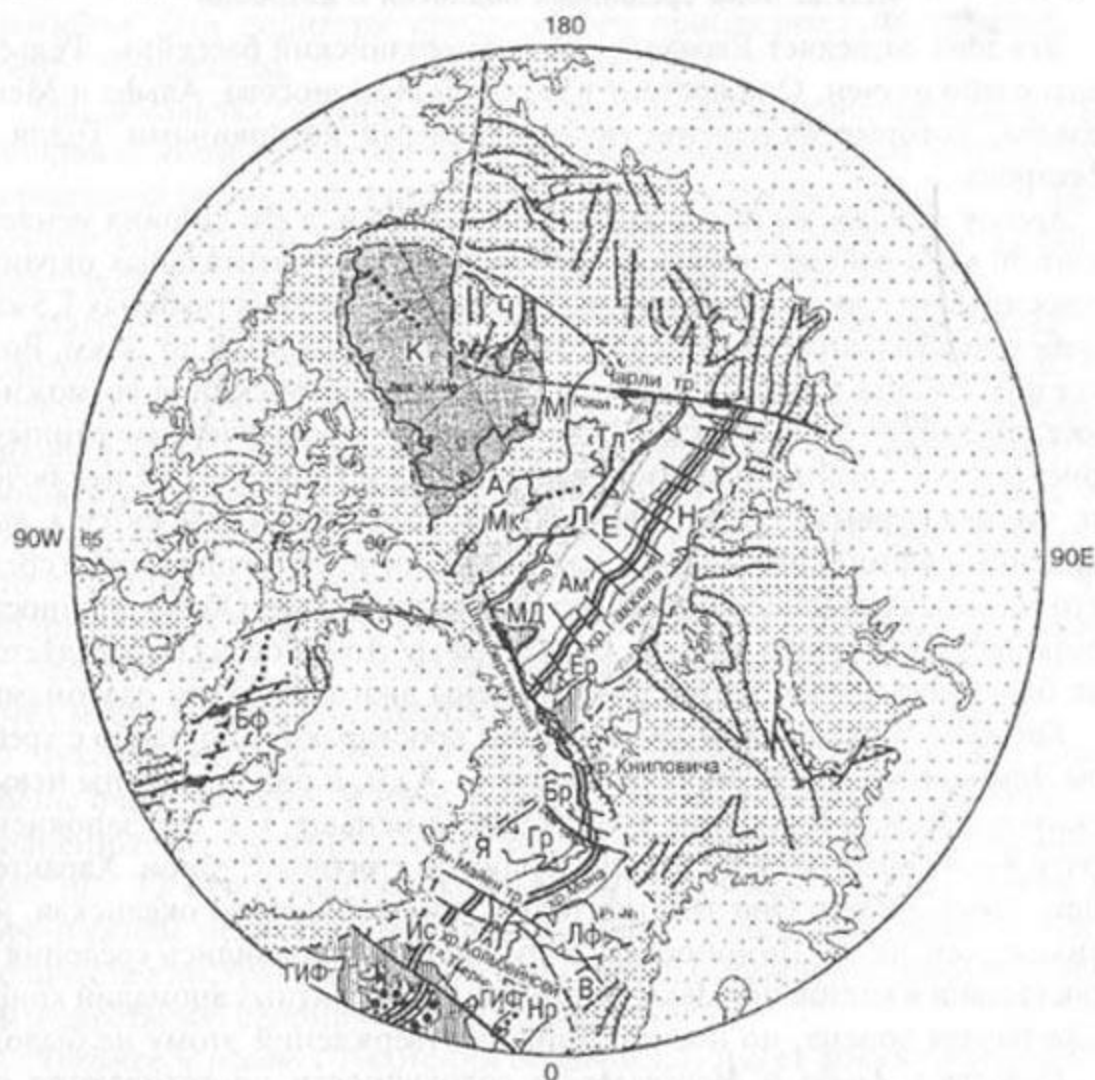


Рис. 45. Тектоническая схема Северного Ледовитого океана (по В. Е. Хаину):

Условные обозначения см. на рис. 44. Глубоководные котловины и другие крупные морские впадины: К - Амеразийская (Канадская), Е - Евразийская, Гр - Гренландская, Лф - Лофотенская, Нр - Норвежская. Морские впадины второго порядка: Мк - Макарова, Тл - Толля (Подводников), Ам - Амундсена, Н - Нансена, Бр - Бореасская, Бф - Баффина. Микроконтиненты и краевые платформы: Ч - Чукотское плато, А - поднятие Альфа, М - хребет Менделеева, Л - хребет Ломоносова, Я - плато Ян-Майен, В - плато Вёринг. Внутриплитные поднятия океанской коры: Ер - плато Ермак, МД - Моррис-Джесуп, ГИФ - Гренландско-Исландско-Фарерский порог. Области современного внутриплитного магматизма: Ис - Исландия

при дальнейшем спрединге распалось на два самостоятельных - *Ермак* и *Моррис-Джесун*. В юго-восточной части хребта спрединг вообще прекратился, и хребет стал засыпаться осадками со второй половины олигоцена. Спрединг здесь возобновился только в конце плиоцена. С начала позднего миоцена возникло глубоководное соединение Евразийской впадины с Северной Атлантикой.

ХIII.2. Зона срединных поднятий и котловин

Эта зона разделяет Евразийский и Амеразийский бассейны. Рельеф зоны слабо изучен. Она состоит из хребтов Ломоносова, Альфа и Менделеева, которые разделены глубоководными котловинами Толля и Макарова.

Хребет Ломоносова имеет длину около 1800 км, а его ширина меняется от 20 км в районе полюса до 200 км близ континентальных окраин. Относительно плоская вершина хребта лежит на средних глубинах 1,5 км. Хребет подстилается континентальной корой, утоненной до 27 км. Возраст фундамента точно не известен; он явно додевонский, а возможно, даже докембрийский. В осадочном чехле, по геофизическим данным, присутствуют средний палеозой, верхний мел и кайнозой. Не исключено, что два первых стратиграфических подразделения относятся к выполнению рифтогенных впадин. Кайнозойский чехол начинается со среднего эоцена, залегающего на эрозионной поверхности. Общая мощность чехла невелика - от 0,5 до 2 км. Структура хр. Ломоносова определяется как блоковая, причем блоки разграничены диагональными разломами.

Котловины Толля и Макарова в целом простираются согласно с хребтом Ломоносова. Их глубина достигает 3 - 4 км, и они разделены невысоким порогом. В котловине Толля глубина меньше, т. к. она заполнена почти 4-км слоем осадков, поступающих со стороны Сибири. Характер коры не определен. Она заметно толще, чем нормальная океанская, но тоньше, чем на хр. Ломоносова. В публикациях появились сведения о присутствии в котловине Макарова линейных магнитных аномалий конца мела-начала эоцена, но последующих подтверждений этому не было.

Поднятия Альфа и Менделеева в совокупности протягиваются на более чем тысячу километров от о-ва Элсмир (Канадский Арктический арх.) до о-ва Врангеля и располагаются несколько кулисно относительно друг друга. Их вершинные части располагаются на глубине около 1 км. Контурные поднятий не столь четкие, как у хр. Ломоносова, но мощности коры близки. Толщина осадочного чехла на хр. Альфа меняется от 0,5 до 1,2 км; драгирование доказало присутствие в чехле позднемеловых-эоценовых туфогенных осадков. Природа данных поднятий до конца не выяснена; полагают, что они, как и хр. Ломоносова, являются континентальными фрагментами, но не исключена и другая трактовка - вулканические плато.

ХIII.3. Амеразийская впадина

Название впадины происходит от того, что она примыкает как к Американскому, так и Азиатскому континентам. Второе ее название - *Канадский бассейн*. Данный бассейн является самой крупной структурной единицей Арктического океана. Контуры бассейна напротив Берингова пролива четко очерчиваются разломами. С юго-запада в бассейн вклиниваются два поднятия - *Чукотское* и *Нордвинд*, разделенные прогибом. Эти поднятия простираются приблизительно параллельно хребту Менделеева.

Максимальная глубина Амеразийской впадины приближается к 4 км. Мощность коры составляет около 10 км; ее можно считать практически нормальной океанской, учитывая слой осадков мощностью 2 - 3 км. Осадочный слой резко утолщается до более чем 10 км в море Бофорта вследствие интенсивного твердого стока р. Маккензи.

Магнитное поле отличается отсутствием четких линейных аномалий. Комплексная интерпретация аэрогеофизических материалов позволила выделить здесь древнюю ось спрединга, которая простирается в субмеридиональном направлении от дельты р. Маккензи. Аномалии были датированы оксфордом-валанжином. Впрочем, вопрос о возрасте коры этой впадины остается открытым. Часть исследователей предполагает, что спрединг здесь завершился в готериве, другая часть считает, что готерив - только начало спрединга, а собственно спрединг завершился в середине мела; в последнем варианте в поздней юре-раннем мелу имел место период континентального рифтинга.

Чукотская и аляскинская окраины Амеразийского бассейна построены очень сложно. У их подножья выделяют глубокие прогибы, заполненные верхнемеловыми-кайнозойскими образованиями мощностью 10 - 12 км. В аляскинском сегменте они несогласно залегают на юре-нижнем мелу. На аляскинском склоне зарегистрировано большое количество листрических сбросов и глиняных диапиров, затрудняющих интерпретацию сейсмических данных.

Чукотское плато (Чукотский бордерленд) имеет доказанную континентальную природу, как и гряда Нордвинд. На склоне последней драгированы слабодислоцированные платформенные отложения от верхнего кембрия до верхнего мела. Разрез гряды Нордвинд похож на таковой Канадского архипелага.

ХIII.4. Краткая история развития Арктического океана

Впадины с океанской корой в Арктическом океане возникли не ранее поздней юры на территории, представлявшей собой платформенную сушу. Хотя тектоническая история Арктики еще далека от полного понимания, можно констатировать, что ее эволюция была очень сложной. Вероятно, этот океан возник на месте эпигренвильской

платформы (Баренции, или Гипербореи, по Н. С. Шатскому), фрагменты которой обнажаются на востоке Шпицбергена, севере Новой Земли и о-ве Элсмир на самом севере Канадского Арктического архипелага (в террейне Пирия). По-видимому, Баренции принадлежат Карский массив архипелага Северная Земля и северного Таймыра. Предполагается, что хребты Ломоносова, Альфа и Менделеева также представляют собой осколки Баренции. В свою очередь, Баренция входила в состав более крупного эпигренвильского континента Родинии. Баренция, вероятно, занимала центр Арктики с конца кембрия по начало палеозоя.

По периферии Баренции проявился байкальский и каледонский орогенез. Байкальский орогенез спаял Баренцию и Балтику, но их единство частично было нарушено уже в ордовике. Каледонский орогенез, в первую очередь затронувший Шпицберген и Восточную Гренландию, в позднем девоне-раннем карбоне распространился к западу, на Канадский Арктический архипелаг и Северную Аляску (Элсмирский орогенез).

Одновременно, во второй половине девона, в других районах Арктики возникли условия растяжения, приведшие к рифтингу. А частности, такая картина наблюдалась в Баренцевом море, на Печорской плите, в Пай-Хой - Новоземельском регионе, Новосибирских о-вах, Северном Верхоянье. В это время, вероятно, сформировался Восточно-Баренцевский прогиб, где континентальная кора могла быть полностью разорвана.

После каледонского орогенеза большая часть Арктики до середины мезозоя характеризовалась платформенным режимом развития, хотя отдельные ее сегменты испытали герцинский и раннекиммерийский орогенез. В позднем неогене-альбе в результате замыкания Южно-Анжуйского бассейна - последнего предшественника Арктического океана - произошла коллизия Баренции с Сибирью. По-видимому, эта коллизия сопровождалась раскрытием Американо-Сибирского бассейна. При раскрытии Аляска с восточной частью Евразии за счет вращения были отодвинуты от Канадского Арктического архипелага и Гренландии.

В середине-второй половине позднего мела за счет откола от евразийской окраины образуются Чукотский бордерленд и поднятия Альфа-Менделеева с впадинами Макарова и Толля в их тылу.

С конца раннего-середины позднего мела в области Восточно-Сибирского моря развивается субширотная рифтовая система, которая с олигоцена наследуется пологой впадиной. Рифтинг начинается также в будущем Евразийском бассейне. В палеоцене он приводит к отчленению хребта Ломоносова от евразийской окраины. В позднем палеоцене рифтинг сменяется спредингом, скорость которого в целом замедлялась со временем.

Глубоководные Норвежского-Гренландский и Евразийский бассейны соединяются между собой в позднем миоцене при раскрытии пролива Фрама.

XIV. ИНДИЙСКИЙ И ЮЖНЫЙ ОКЕАНЫ

Индийский океан, также как и Атлантика, является продуктом распада Гондваны, но по своим географическим особенностям, структуре и истории развития от Атлантики существенно отличается. В Индийском океане не один, а три спрединговых хребта, которые образуют *тройное сочленение Родригес* в центре океана. Структурный план Индийского океана, близкий к современному, сложился только в кайнозое, а в середине мела была существенная перестройка структурного плана. За основу районирования взят кайнозойский структурный план, который показывает наличие четырех основных сегментов: Северо-Западного (Индо-Аравийского), Юго-Западного (Африкано-Антарктического), Северо-Восточного (Индо-Зондского) и Юго-Восточного (Австрало-Антарктического) (рис. 46).

XIV.1. Северо-западный (Индо-Аравийский) сегмент

Сегмент примыкает на западе к Аравии и Африке, на севере - к макранскому побережью Азии, а на востоке - к Индийскому субконтиненту. От соседнего Северо-Восточного сегмента он условно отделяется линейным Мальдивским хребтом. На юге его граница проведена по разлому Принс-Эдвард к югу от Мадагаскара. На самом севере сегмента располагается Макранская зона субдукции, активная до настоящего времени. Эта зона сопровождается обширной аккреционной призмой, в которой отмечается интенсивное развитие грязевого вулканизма.

Главной структурой этого сегмента служит *Центральный*, или *Индо-Аравийский хребет* (другое название *Аравийско-Индийский*). Индо-Аравийский хребет относится к категории медленносpreдинговых. Его южная часть отличается большим количеством трансформных разломов, ориентированных под углом 40 - 45° относительно общего простирания хребта. Его северная часть известна также под названием *хр. Карлсберг*, а продолжение в Аденском зал. - как *хр. Шеба*. Последний отделен от основной оси спрединга магистральной *трансформой Оуэн*, которая у побережья Пакистана сочленяется с главной сутурой Белуджистанского орогена. *Трансформа Принс-Эдвард* представляет собой систему разломов, часто выраженных в виде хребтов, которая оказывает большое влияние на тектонику Мадагаскара и в целом отделяет от основной части описываемого сегмента его западную часть (Оманско-Мозамбикский субсегмент), где развита океанская кора преимущественно мезозойского возраста. В этом субсегменте выделяются шесть глубо-

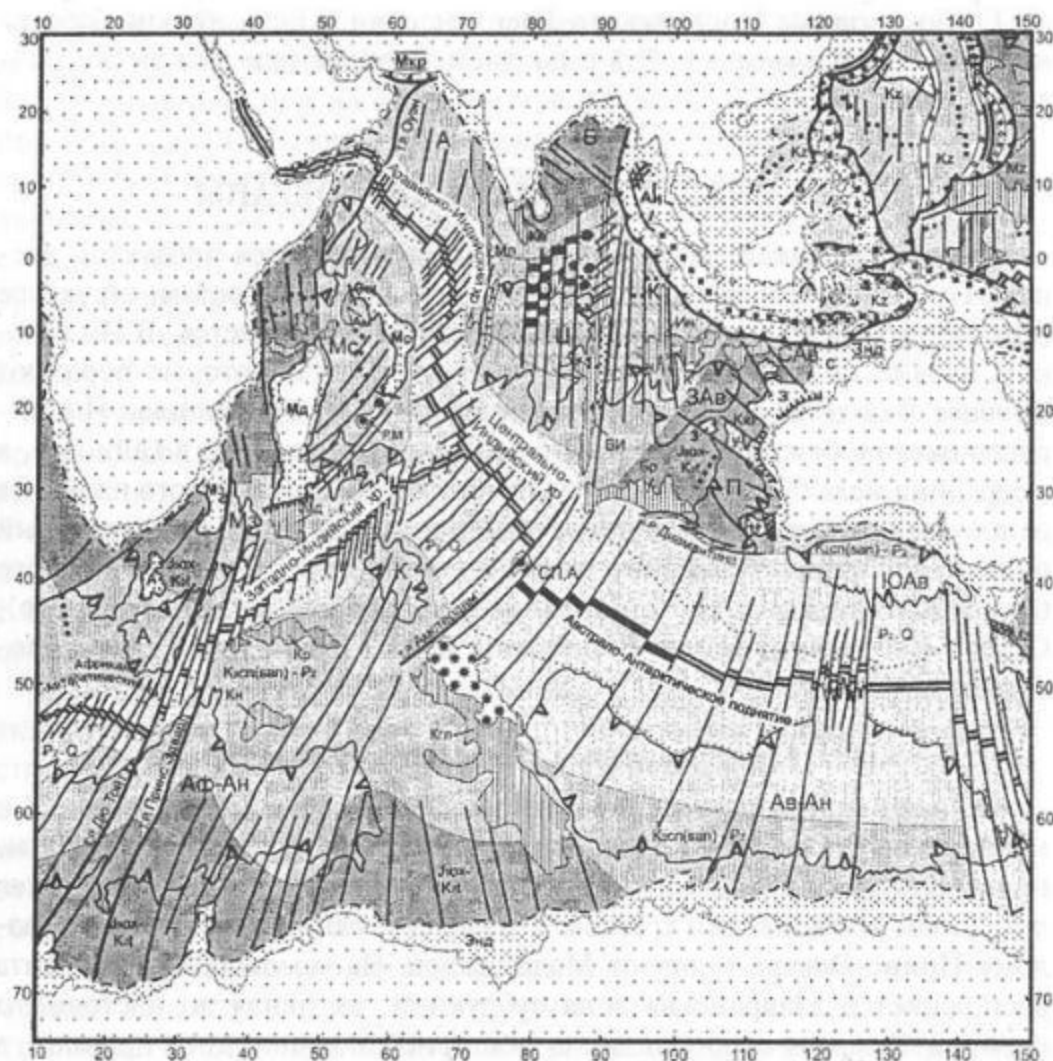


Рис. 46. Тектоническая схема Индийского океана (по В. Е. Хаину): условные обозначения см. на рис. 44. Глубоководные котловины и другие крупные морские впадины: Аф-Ан - Африкано-Антарктическая, К - Крозе, А - Агульяская, Мз - Мозамбикская, Мд - Мадагаскарская, Мс - Маскаренская, С - Сомалийская, А - Аравийская, Б - Бенгальский зал., Ц - Центральная, К - Кокосовая, Зав - Западно-Австралийская (Уортон), Сав - Северо-Австралийская, П - Перт; ЮАв - Южно-Австралийская, Ав-Ан - Австрало-Антарктическая. Окраинные моря: Ан - Андаманское. Микроконтиненты и краевые плато: А - плато Агульяс; Мз - Мозамбикское; Мд - Мадагаскар, Мс - Маскаренский хр., Сш - Сейшельское поднятие, С - плато Скотта, Э - плато Эксмут, У - плато Уоллоби, З - плато Зенит, Н - плато Натуралиста, Энд - плато Эндерби, Гн - плато Гуннерус. Области современного внутриплитного магматизма: Р - о-в Реюньон, М - о-в Маврикий, СП - о-в Сен-Поль, А - о-в Амстердам, Кгл - хр. Кергелен. Внутриплитные поднятия океанской коры: Кн - Конрад, Кр - Крозе, Мд - Мадагаскарский хр., Ам - Амирантский хр. (дуга), Мл - Мальдивский хр., Км - Коморский хр., ВИ - Восточно-Индийский хр., Ин - Инвестигейтор, К - Кокосовый вал, Бр - Брокен, Кгл - Кергелен. Зоны субдукции: Мкр - Макранская, Знд - Зондская

ководных котловин, во всех из них, кроме Оманской, кора имеет позднеюрско-раннемеловой возраст.

Хребет Шеба, который продолжает Индо-Аравийский хребет в Аденском заливе, возвышается на 2,5 км над окружающим дном. Аденский залив глубоководный, на востоке его глубины составляют около 5 км. Рифтовая долина хребта на западе составляет одну из ветвей "*Треугольника Афар*" - тройного сочленения океанского хребта с Красноморским рифтом и континентальными рифтовыми долинами Восточной Африки. Хребет Шеба рассечен большим количеством трансформных разломов со смещением до 180 км, которые продолжают на территорию Йемена, определяя конфигурацию его берегов. Котловины по обе стороны хребта подстилаются океанской корой возрастом от позднего мiocена и моложе.

На севере описываемого сегмента Индийского океана, на о-ве Масира обнажаются титонские офиолиты, которые, по всей видимости, отвечают началу раскрытия данного участка океана. Это раскрытие могло продолжаться до сенона.

Между трансформой Оуэн и побережьем Индостана располагается *Аравийская котловина*. Ее большая северная часть покрыта мощными осадками огромного конуса выноса Инда. Осадки перекрывают *хр. Лакшми* на северо-востоке котловины. Хребет имеет изогнутую форму, простираясь почти широтно на севере, а к югу вытягивается практически параллельно побережью Индостана. Он представляет собой краевое поднятие континентальной коры Индостана, пронизанное интрузиями перидотитов, и отделяется от индостанского шельфа *впадиной Лакшми*. Последняя, как предполагают, имеет рифтогенную природу и возникла на границе мела и палеогена, т. е. в период формирования траппов Декана.

Южнее этого участка находится *Сомалийская котловина*, в которой по системе линейных магнитных аномалий выделена древняя субширотная ось спрединга, проявлявшая активность с кимериджа до апта. Трансформы этой оси спрединга сыграли решающую роль в отделении Мадагаскара от Африки, которое произошло в поздней юре. По краю шельфа Сомалийской котловины развит барьерный риф, а вдоль склона протягивается периокеанский прогиб. Мощность его осадочного выполнения достигает 12 км, а в основании ее лежит комплекс Карру. В верхней юре присутствуют эвапориты.

Еще южнее располагается *Мозамбикская котловина*, часть которой относится уже к Юго-Западному сегменту. Глубоководным бурением в котловине вскрыт валанжин. Магнитные аномалии здесь омолаживаются в южном направлении, в сторону Юго-Западного Индийского хребта. Находящийся в этом сегменте о-в Мадагаскар представляет собой микроконтинент с мощностью коры около 33 км. На дневную поверх-

ность выступают верхнепротерозойские гранитоиды и кайнозойские сиениты, кора микроконтинента имеет, вероятно, позднедокембрийский возраст. Полоса верхнеюрской океанской коры, отделяющая Мадагаскар от Африки, продолжается далее на юг, к Артарктиде, в сторону моря Уэдделла. Лежащая восточнее микроконтинента *Мадагаскарская котловина* сформировалась к позднему мелу.

В конце позднего мела Сейшельский архипелаг, в настоящее время располагающийся севернее Мадагаскара, уже отделился от последнего, но еще примыкал к Индостанскому блоку. Отделение его от Индии произошло на границе мела и палеогена, когда начал формироваться Аравийско-Индийский хребет.

К востоку от Мадагаскара, разделяя Маскаренский и Мадагаскарский бассейны, лежат о-ва Маврикий и Реюньон, приуроченные к самому югу крупного *Маскаренского хребта*. Второй из упомянутых островов - огромный действующий вулкан, возвышающийся почти на 7 км над уровнем окружающего дна и на 3 км над уровнем океана. Остров рассматривается как "горячая точка" - проекция мантийного плюма на земную поверхность. Продукты извержений представлены щелочно-базальтовыми сериями.

Маскаренская *котловина* между Мадагаскаром и Маскаренским хребтом имеет историю развития, отличную от окружающих акваторий. Здесь наблюдается специфическая система линейных магнитных аномалий северо-западного простирания и соответствующий спрединговый хребет. Раскрытие котловины происходило в туроне-раннем эоцене при отделении Сейшел от Мадагаскара. Базальты возрастом 88 млн. лет на восточном побережье Мадагаскара регистрируют это событие. Простирание древнего спредингового хребта в Маскаренской котловине дискордантно по отношению к простираниям Юго-Западного Индийского и Индо-Аравийского хребтов, а также к древнему спрединговому хребту в Сомалийской котловине.

Остальная часть описываемого сегмента Индийского океана подстилается океанской корой кайнозойского возраста.

XIV.2. Северо-Восточный (Индо-Зондский) сегмент

Северо-Восточный сегмент располагается восточнее предыдущего и структурно разделяется на два субсегмента: *Центрально-Бенгальский* и *Приавстралийский*. На западе первый субсегмент ограничен трансформным разломом непосредственно восточнее Мальдивского хребта; граница субсегментов проходит по *трансформному разлому 92-го градуса* к востоку от Восточно-Индийского хребта. До начала олигоцена этот разлом служил границей Индийской и Австралийской плит. Восточная граница Приавстралийского субсегмента совпадает с внешней частью Зондской дуги и западно-австралийской окраиной, а общая южная грани-

ца сегмента проводится по Юго-Восточному Индийскому хребту и по широте юго-западной Австралии. На северо-востоке сегмента наблюдается активная зона субдукции по периферии Андаманских и Никобарских о-вов и Индобирманских цепей.

Центрально-Бенгальский субсегмент включает самую крупную в Индийском океане *Центральную котловину*. Формирование коры в этой котловине произошло в начале мела. Здесь развит маломощный и фрагментированный осадочный слой, но к северу, в Бенгальском заливе, его мощность быстро увеличивается; здесь наблюдается переход к глубоководным конусам выноса Ганга и Брахмапутры. Эти слившиеся конуса распространяются на 3,5 тыс. км, а мощность осадков в них достигает 16,5 км. Осадки в конусах выноса принадлежат эоцен-четвертичным продуктам размыва Гималаев.

В этом сегменте особый интерес представляет зона “скупивания коры”, которая занимает площадь приблизительно 1600 на 1000 км. Здесь область необычных внутриплитных дислокаций, охватывающих как осадочный слой, так и консолидированную океанскую кору, выражается в виде полос линейных складок с длиной волны 100 - 300 км и амплитудой до 3 км, которые ассоциируются с взбросами, надвигами и другими дизъюнктивами. Верхний возрастной предел развития дислокаций ограничен плио-плейстоценом. Указанная область отличается повышенными сейсмичностью и тепловым потоком. В области дислокаций, по видимому, происходит срыв коры по границе с литосферной мантией по серпентинитам. Причина этих дислокаций сжатия связывается с передачей напряжений через литосферу на расстояние свыше 2000 км от зоны коллизии Индостана с Евразией.

Восточно-Индийский хребет, или *хребет 90-го градуса* - целиком подводная структура длиной около 5000 км. Его отдельные вершины лежат в среднем на глубинах 2 - 2,5 км, максимум - на 1 км, на севере хребет погружается под Бенгальский конус. Имеющиеся геолого-геофизические данные показывают, что в своей верхней части хребет сложен толеитовыми базальтами, которые венчаются рифовыми массивами. Возраст базальтов увеличивается с юга на север с 36 млн. лет до 75 млн. лет. Его происхождение связывается с движением Индоокеанской плиты над мантийным плюмом со скоростью около 9 см/год.

На юге Восточно-Индийский хребет торцово сочленяется с *плато Брокен*, известным также под названием *Западно-Австралийского поднятия*. Здесь мы уже переходим в Приавстралийский субсегмент, где, в отличие от Центральной котловины, имеется своя система линейных магнитных аномалий. В этой системе омоложение хронов происходит с юга на север, свидетельствуя о древней (эоценовой) оси спрединга, испытавшей субдукцию под Зондскую дугу. Основную площадь указанного субсегмента занимает *Кокосовая котловина* (или *котловина Уор-*

тон), пересеченная серией трансформных разломов. Бурение в котловине вскрыло отложения верхнего мела, палеоцена и более молодые, залегающие на базальтовом фундаменте.

Юго-восточнее описанного района располагаются *Западно-Австралийская котловина* и *котловина Арго*. Здесь распространен наиболее древний фундамент Индийского океана, датированный в интервале времени от келловея до начала мела. В целом возраст фундамента омолаживается к югу.

Приавстралийская окраина построена очень сложно. Граница континент-океан имеет резко изломанную конфигурацию, обусловленную влиянием правых сдвигов. Выступы континентального основания образуют перемычки между отдельными морскими бассейнами. Общую структуру осложняют подводные плато - Эксмут, Кювье, Брокен, Натуралиста и др., которые образуют "острова" континентальной коры среди океана. Весь ансамбль описанных элементов принадлежит Индо-Австралийской плите, возникшей как единый структурный элемент в конце раннего эоцена. Плита испытывает северное перемещение.

XIV.3. Юго-Восточный (Австрало-Антарктический) сегмент

Юго-Восточный сегмент Индийского океана является самым молодым, его формирование произошло в позднем мелу-кайнозое. Значительная площадь сегмента занята срединным спрединговым хребтом, ограниченным трансформными разломами - Амстердам на северо-западе и Маккуори на юго-востоке. Западная часть срединного хребта именуется *Юго-Восточным Индийским*, а восточная - *Австрало-Антарктическим*. Они отличаются по строению: западная ветвь похожа на приводимое в качестве классического примера Восточно-Тихоокеанское поднятие, имеющее осевой горст, а восточная - на САХ, со срединной долиной. При этом скорость спрединга в этих сегментах остается практически одинаковой - 7,4 - 7,6 см/год. Различия в морфологии объясняются неодинаковыми мощностью коры и температуры мантии. Оба хребта пересечены многочисленными трансформами со смещениями до 500 - 600 км. Юго-Восточный Индийский хребет возник в среднем эоцене. В его центральной части располагаются вулканические острова Сен-Поль и Амстердам, которые приурочены к пересечениям с крупными трансформами.

Австрало-Антарктический хребет зародился в сеномане, а рифтинговая стадия развития южно-австралийской окраины охватывает ранний мел. К югу от хребта располагается *Австрало-Антарктическая котловина*, которая на западе имеет ограничение в виде *плато Кергелен*. Кергелен - одно из крупнейших в мире океанских плато, размером около 2000 на 650 км при средней глубине поверхности, равной 2000 м. Вершинные части плато выступают над уровнем моря в виде двух ост-

ровов. Плато гетерогенно и состоит из нескольких блоков. Большая его часть подстилается корой океанского типа, утолщенной до 20 - 25 км, однако на юге плато драгированием были подняты гнейсы. Это говорит о том, что юг плато возник на континентальном основании. Океанская кора плато, вскрытая бурением, датирована аптом-альбом, а осадочный чехол охватывает отложения возрастом от позднего мела по средний эоцен. Остров Кергелен на севере плато представляет собой вулканно-плутоническое тело, сложенное щелочно-базальтовой ассоциацией. Остров формировался в течение всего миоцена. Плато Кергелен образовалось над мантийным плюмом до начала спрединга Юго-Восточного Индийского хребта и первоначально составляло единое целое с плато Брокен по другую сторону спредингового хребта.

XIV.4. Юго-Западный (Африкано-Антарктический) сегмент

Сегмент занимает акваторию между Африкой-Мадагаскаром и Антарктидой. Здесь от *тройного сочленения Родригес*, имеющего очень сложную кинематику, к юго-западу ответвляется *Западно-Индийский хребет*, который к западу от трансформы Принс-Эдвард переходит в *Африкано-Антарктический*. Оба хребта относятся к категории медленносрединговых (около 13,5 мм/год). Хребты нарушены частыми трансформными разломами, ориентированными под углом 60 - 70° к осевым долинам, а сами долины располагаются кулисно относительно друг друга.

Обширные пространства между побережьем Антарктиды и описанными спрединговыми хребтами относятся к западной половине Южного океана. Большая ее часть занята *Африкано-Антарктической котловиной*, которая распространяется от плато Кергелен на востоке до моря Уэдделла на западе. Отдельные впадины моря Уэдделла, по-видимому, связанные с разломами, достигают глубины 6,8 км. В этом море наблюдаются самые древние линейные магнитные аномалии описываемого сегмента, которые свидетельствуют о его раскрытии уже в средней юре, с началом распада Гондваны. Северо-восточнее аномалии омолаживаются до начала раннего мела. Эта система линейных магнитных аномалий ориентирована почти под прямым углом к аномалиям Африкано-Антарктического хребта, которые относятся к палеоцену.

К северу от восточной части котловины лежит *подняtie Конрада*, а еще севернее его - *подняtie Крозе*. Последнее увенчано группой вулканических островов, сложенных четвертичными базальтами и плутонами сиенитов и монзонитов, и считается проекцией мантийного плюма. Вероятно, поднятие Крозе первоначально принадлежало Мадагаскару, от которого было отделено спредингом в палеоцене. В *котловине Крозе* (юго-западнее тройного сочленения Родригес) возраст коры определен как позднемеловой-палеоценовый.

XIV.5. Основные этапы развития Индийского и Южного океанов

В истории развития Индийского и Южного океанов выделяют три главных этапа. Первый из них начался с конца средней юры (около 160 млн. лет назад) и продолжался до середины мела. Заложение океанов происходило целиком в пределах Гондваны, которая в палеозое и раннем мезозое на севере граничила с океаном Тетис. Спредингу предшествовал мощный континентальный рифтинг, чьи следы обнаруживаются в Восточной Африке, на западе Мадагаскара, в северо-западной и западной Австралии. Ранняя-средняя юра отмечена широкими проявлениями траппового магматизма по южной периферии будущего Индийского океана. Кора первого этапа сохранилась по краям океанов в Сомалийско-Мозамбикском бассейне, в море Уэдделла, на севере Центральной котловины (Бенгальском заливе). Это означает, что приблизительно 160 млн. лет назад Восточная Гондвана (Индия, Шри-Ланка, Мадагаскар, Сейшелы, Антарктида и Австралия) отделились от Африки-Аравии. Одновременно север "Большой Индии", включавший Гималайскую область, отделился от Австралии, тогда как юг Индии еще составлял одно целое с Австралией и Антарктидой. Т. е. океан начал формироваться с двух концов - на западе и востоке современного Индийского и Южного океанов по двум самостоятельным осям спрединга.

На втором этапе, охватывающем поздний мел-середины эоцена, во время периода спокойного магнитного поля произошла реорганизация плит; точно датировать начало второго этапа невозможно. Условно это начало приурочивают к рубежу около 100 млн. лет назад. В это время Индия полностью отделилась от Антарктиды и быстро дрейфовала к северу со скоростью ~13 см/год. В палеоцене начинается ее коллизия с Евразией, которая наиболее явно проявляется в конце этапа. Прекращается спрединг в Кокосовой котловине, и возникает единая Индо-Австралийская плита. В первой половине второго этапа Сейшелы вместе с Индией отделяются от Мадагаскара. Этому отделению способствовало прохождение плит над плюмом в районе о-ва Крозе. Австралия отчленяется от Антарктиды зародившимся Австрало-Антарктическим спрединговым хребтом. Приблизительно в середине этапа (около 65 млн. лет назад) Индия разделяется с Сейшельским блоком, и закладываются основные котловины Северо-западного сегмента Индийского океана. В конце этапа полностью формируется Восточно-Индийский хребет.

В позднем эоцене начинается третий этап, во время которого произошло формирование современной системы спрединговых хребтов с тройным сочленением Родригес. На первой стадии этого этапа Индийский океан еще свободно сообщался с Тихим через пролив к северу от Австралии и Новой Гвинеи. В позднем миоцене-плиоцене пролив зак-

рывается, и в середине плиоцена начинается коллизия континентальных массивов в районе Зондской дуги.

В среднем миоцене раскрывается котловина Оуэн на северо-западе Индийского океана, при этом ось спрединга из этой котловины последовательно проникает на запад и северо-запад, и, наконец, около 10 млн. лет назад Африка отделяется от Аравии по Аденскому заливу, Красному морю и трансформному разлому Мертвого моря.

XV. ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан является самым большим на планете и занимает около 30% ее поверхности. Вместе с окраинными морями он вмещает почти половину водной оболочки Земли. Тихий океан объединяет черты строения всех ранее описанных океанов. Хотя современная его кора близка по возрасту к коре Атлантического и Индийского океанов, этот океан не новообразованный, а унаследованный.

Для удобства описания Тихий океан подразделен на три крупных сегмента, хотя это деление в значительной мере условно. Главные их различия заключаются в возрасте океанской коры, количестве и ориентировке осей спрединга, на которых эта кора формировалась, и в типе зон субдукции (рис. 47).

XV.1. Северо-Западный сегмент

Этот сегмент подстилается древней юрско-нижнемеловой корой, которая сформировалась благодаря активности нескольких осей спрединга с разными простираниями. Кроме того, особенностью Северо-Западного сегмента является большое количество древних и современных вулканических плато и архипелагов.

На севере сегмента одной из главных структур является *Императорский хребет*. Он представляет собой линейную цепь гайотов с северо-северо-западным простиранием длиной свыше 2,2 тыс. км. Отдельные вершины хребта возвышаются над окружающим дном более чем на 5 км. На севере хребет упирается в угол, образованный смыканием Курило-Камчатского и Алеутского желобов, где располагается поднятие Обручева. На южном конце он смыкается с вулканическим *Гавайским хребтом* с северо-западным простиранием. Последний выражен в виде группы островов и подводных вулканов. Действующие вулканы (Мауна-Кеа, Мауна-Лоа, Килауэа) наблюдаются на самом юге - на о-ве Гавайи. К юго-востоку от Гавайев происходит быстрый рост еще одного подводного вулкана - Лоихи. Кора под хребтами океанская, утолщенная до 15 - 20 км, главным образом за счет 2-го слоя коры. На обоих хребтах возраст проявлений вулканизма удревляется к северо-западу: от эоценового до позднемелового в пределах Императорского и от современного до

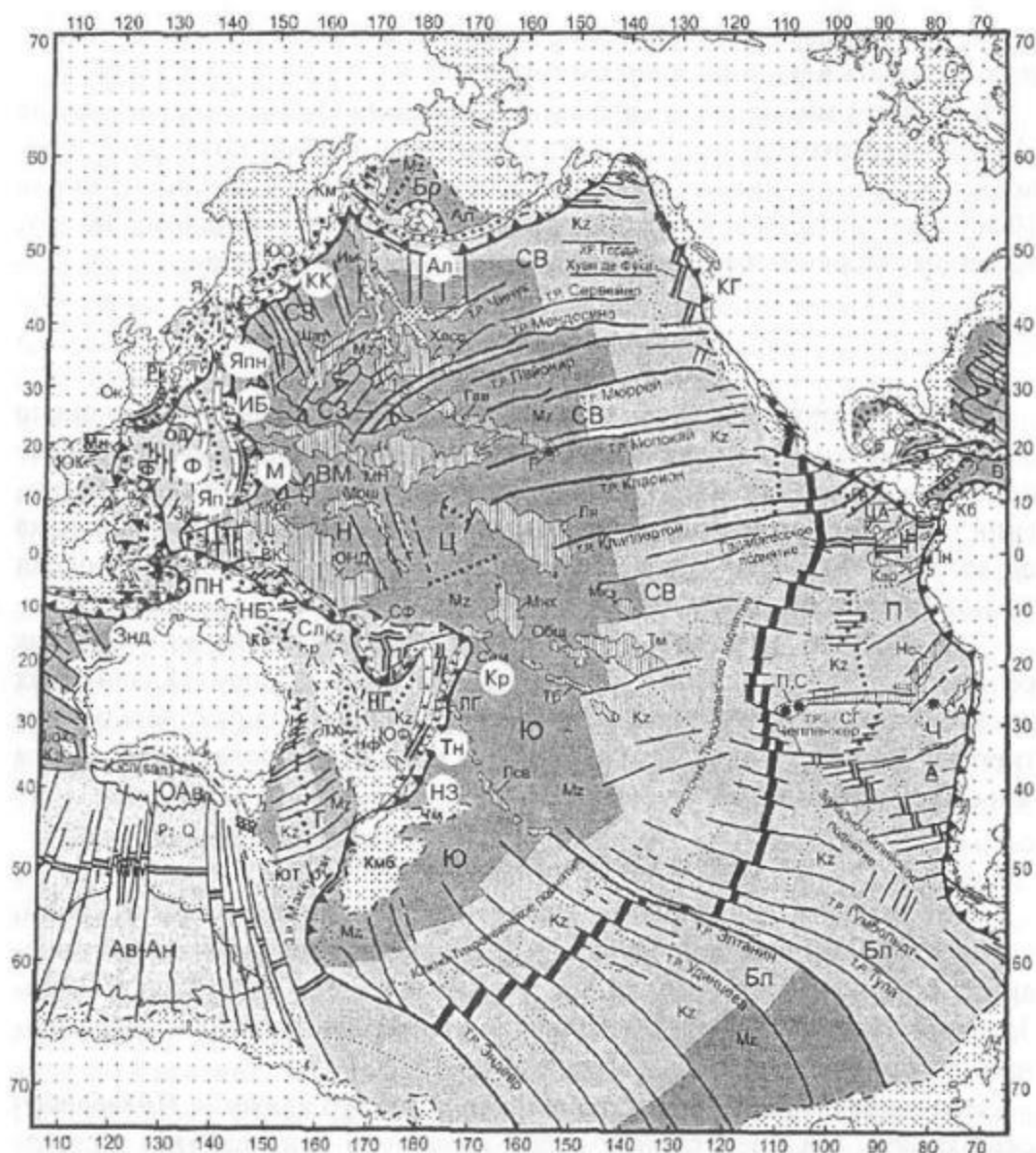


Рис. 47. Тектоническая схема Тихого океана (по В. Е. Хаину): условные обозначения см. на рис. 44. Глубоководные котловины и другие крупные морские впадины: Бл - Беллинсгаузена, Ч - Чилийская, П - Перуанская, СВ - Северо-Восточная, Бр - Берингово море, СЗ - Северо-Западная, Ф - Филиппинское море, ВМ - Восточно-Марианская, Н - Науру, Ц - Центральная, Т - Тасманово море, Ю - Южная, Ав-Ан - Австрало-Антарктическая, ЮАв - Южно-Австралийская. Морские впадины второго порядка: Пн - Панамская, Гв - Гватемальская, Ал - Алеутская, Км - Командорская, ЮОх - Южно-Охотская, Я - Японское море, Ок - трог Окинава, ЮК - Южно-Китайское море, Б - море Банда, ЗК - Западно-Каролинская, ВК - Восточно-Каролинская, Кр - Караллово море, СФ - Северо-Фиджийская, ЮФ - Южно-Фиджийская, ЛГ - трог Лоу - Гавр. Микроконтиненты и краевые плато: Кв - Квинслендское, ЮТ - Южно-Тасманово, ЛХ - Лорд-Хау, Н - Норфолкское, Км - Кемпбелл, Ч - Четем, ОД - Оки-Дайто. Области современного

эоценового на Гавайском хребте. Данное закономерное изменение возраста послужило основой для разработки гипотезы “горячих точек” (Дж. Т. Вилсон, Дж. Морган), согласно которой вулканы возникают за счет “прожигания” литосферы при движении плит над мантийным плюмом, фиксированным относительно поверхности ядра. С этих позиций излом простираения хребтов, приходящийся на рубеж среднего эоцена, связан с изменением направления движения Тихоокеанской плиты на более западное. Однако данные последних лет ставят под сомнение такое объяснение происхождения описанных хребтов. По палеомагнитным данным, гайот Суйко на северо-западе Гавайев формировался на 27° с. ш., тогда как Гавайи, где предполагается существование “горячей точки”, располагаются на 19° с. ш. Более того, И. Нортон приводят доказательства, что существенного изменения направления движения плит в этом регионе в среднем эоцене не происходило. Поэтому, возможно, хребты возникли за счет действия двух плюмов или, альтернативно, плюм не фиксирован относительно поверхности земного ядра.

По обе стороны Императорского хребта возвышаются два крупных поднятия - *Шатского* на западе и *Хесса* на востоке. Они относятся к категории внутриплитных, типа океанских плато. Мощность их коры составляет 15 - 26 км, из которых на осадочный слой приходится от 1,2 до 2,5 км. Возраст низов осадочного слоя меняется от берриаса до альба. Возможно, что поднятия ранее были единой структурой. Сложная система линейных магнитных аномалий, окружающих их, говорит, что единое поднятие могло возникнуть между титонем и аптом близ точки тройного сочленения.

На юге *Северо-Западная котловина* ограничена полосой подводных гор вулканического происхождения. Эта полоса образована как гайотами, так и островами и простирается от Идзу-Бонинского желоба до центральной части Гавайского архипелага. Указанная полоса носит об-

внутриплитного магматизма: Г - Гавайи, П - о-в Пасхи, С - о-в Сала-и-Гомес, СА - Сан-Амбросио. *Внутриплитные океанские поднятия:* СГ - хр. Сала-и-Гомес, Нс - Наска, Кар - Карнеги, Ко - Кокос, Хесс - Хесса, Шат - Шатского, Гав - Гавайский хр., Им - Императорский хр., МН - Маркус-Неккер, Крл - Каролинское, Эу - Эаурипик, ОД - Онтонг-Джава, Мрш - Маршалловых о-вов, Лн - Лайн, Мнх - Манихини, Сам - Самоа, Мкз - Маркизские о-ва, Общ - о-ва Общества, Тм - Туамоту, Тб - Тубуаи, Лсв - Луисвилл. *Зоны субдукции* (буквы в кружках): А - Андийская, ЦА - Центрально-Американская, КГ - Каскадных гор, Ал - Алеутская, КК - Курило-Камчатская, Япн - Японская, ИБ - Идзу-Бонинская, М - Марианская, Я - Яп, Рк - Рюкю, МН - Манильская, Ф - Филиппинская, Знд - Зондская, ПН - Папуа-Новогвинейская, НБ - Новобританская, Сл - Соломонова, НГ - Новогибридская, Кр - Кермадек, Тн - Тонга, НЗ - Новозеландская

щее название *цепи Маркус-Неккер*. Данные геофизики и бурения доказывают, что эта система возвышенностей была создана активным внутриплитным вулканизмом в позднем мелу-кайнозое, при общей его длительности в 40 - 50 млн. лет.

К югу от цепи Маркус-Неккер располагается *Центральная котловина*. С востока ее ограничивает *хребет Лайн* (и одноименный архипелаг) протяженностью порядка 4500 км, имеющий север-северо-западное простирание. Хребет образован цепью кулисно расположенных вулканических построек высотой 3 - 4 км. Часть из них представляет собой атоллы. Драгирование и бурение показали, что в основании построек развиты щелочно-базальтовые ассоциации возрастом от середины мела до кампана. Признаков миграции хребта над "горячей точкой" не обнаружено. В пределах Центральной котловины по линейным магнитным аномалиям выявляется древняя ось спрединга (оксфорд-баррем), а также точка тройного сочленения.

Атоллы Маршалловых о-вов, а также о-вов Гилберт отделяют Центральную котловину от *котловины Науру* (Меланезийской); последняя с запада ограничена одним из крупнейших внутриплитных поднятий *Онтонг-Джава*. В котловине бурением вскрыта мощная вулканогенно-осадочная толща раннемелового возраста. Северо-западнее ее располагается *Восточно-Марианская котловина*, граничащая с самым глубоководным Марианским желобом. Вероятно, именно здесь следует ожидать древнейшую кору Тихого океана. Бурением на этом участке вскрыты радиоляриты бата-келловей, но присутствие более древних океанских отложений совершенно не исключено.

Плато Онтонг-Джава достигает в размере около 1600 на 600 км; кора имеет мощность до 42 км на юге и 25 - 30 км на севере. Строение коры океанское. Выровненная поверхность плато лежит на отметках от 1,5 км на юге до 3,5 км на севере. Часть вершин плато образуют атоллы и рифы. Мощность осадочного чехла доходит до 1,5 км; он начинается с апта и до эоцена отвечает карбонатной платформе, тогда как более молодые осадки представлены глубоководными нанноилами. Высказываются предположения, что мощные базальтовые излияния на этом плато (как и на некоторых соседних) являются следствием падения болида поперечником порядка 20 км около 120 млн. лет назад. Болид пробил тихоокеанскую литосферу и внедрился в астеносферу.

Упоминания заслуживает небольшая *Восточно-Каролинская котловина*, которая располагается к западу от плато Онтонг-Джава и входит в состав *Каролинской плиты*. Последняя служит переходным элементом от ложа Тихого океана к активной азиатско-австралийской окраине. В котловине выявлены две оси спрединга с восток-северо-восточным простиранием, сопровождающиеся олигоценowymi магнитными аномалиями. Каролинская плита гораздо моложе, чем смежные части Ти-

хого океана. Сейчас Каролинская плита субдуцирует под Индо-Австралийскую в Новогвинейском желобе и под микроплиту моря Бисмарка.

XV.2. Северо-Восточный сегмент

Северо-восточный сегмент включает зону развития океанской коры позднемелового-кайнозойского возраста, которая распространена к западу от побережья Северной, Центральной и севера Южной Америки. Здесь океанская кора формировалась за счет спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). На севере сегмент ограничен Алеутской дугой. Характерной особенностью сегмента являются гигантские широтные разломы, которые подразделяют его на субсегменты: Южный - от разлома Острова Пасхи до Галапагосской зоны разломов; Южно-Центральный - до разлома Кларион; Северо-Центральный - до разлома Мендосино; Северный - от разлома Мендосино до северного ограничения сегмента.

В Южном субсегменте осевая зона ВТП пересечена несколькими малоамплитудными трансформами. К разлому на 15° с. ш. приурочены вулканические острова Общества, вулканическое плато Туамоту, Маркизские о-ва, на которых наблюдаются щелочно-базальтовые серии. На Туамоту возраст вулканитов датирован концом палеоцена-эоценом. Спрединг хребта в этом субсегменте асимметричный - 7 см/год на западе и 9,2 см/год на востоке.

С северо-запада к ВТП примыкает крупнейшая в Мировом океане *Северо-Восточная котловина*, а по другую сторону хребта лежит *Перуанская котловина*, почти посередине которой простирается в субмеридиональном направлении *Южно-Галапагосское поднятие*. Поднятие соответствует древнему спрединговому хребту, проявлявшему активность с конца олигоцена до позднего миоцена. Восточнее обнаружен несколько более древний (раннеолигоценовый) спрединговый хребет.

На юго-востоке Перуанская котловина ограничена *хребтом Наска* с северо-восточным простираанием. В Перуано-Чилийском желобе этот хребет субдуцирует под Южно-Американскую плиту. Хребет Наска относится к категории глыбовых асейсмичных внутриокеанских поднятий и сложен толеитовыми базальтами. Его кора достигает по мощности 15 км, а отдельные вершины лежат на глубинах менее 0,5 км. Возраст хребта, вероятно, олигоценовый.

К югу от хребта Наска располагается одноименная небольшая котловина, граничащая с Перуано-Чилийским желобом. Котловина входит в состав литосферной плиты Наска, которая охватывает также Перуанскую и Чилийскую котловины. На севере плита ограничивается спрединговым Галапагосским поднятием с субширотным простираанием. На западе это поднятие образует тройное сочленение с ВТП. В рифтовой

зоне Галапагосского поднятия наблюдаются интенсивные проявления гидротерм. Скорость спрединга доходит до 7,2 см/год.

Почти симметрично относительно спредингового Галапагосского хребта, с юга и севера от него, протягиваются *хр. Карнеги* и похожий на него *хр. Кокос*. Оба хребта также относятся к категории внутриплитных океанских асейсмичных. Мощность их коры составляет около 15 км. Базальтовый фундамент перекрыт маломощным чехлом миоцен-четвертичных пелагических карбонатов. Формирование хребтов Карнеги и Кокос произошло в раннем миоцене. Первоначально они (вместе с плитой Наска) принадлежали более крупной плите Фараллон, которая занимала все пространство между ВТП и Северо- и Южно-Американскими плитами. Ось спрединга здесь смещалась с востока на запад по мере поглощения плит в зоне субдукции.

В *Южно-Центральном субсегменте* ВТП приближено к американскому побережью. Здесь имеется несколько крупных трансформ, в числе наиболее известных из которых - Кларион и Клиппертон. Приблизительно в 500 км западнее современного ВТП геофизическими исследованиями в этом субсегменте выявлена допозднемиоценовая ось спрединга - хребет Математиков, простирающаяся параллельно ВТП. Таким образом, ось спрединга здесь испытала перескок. Древний спрединговый хребет пересечен трансформным разломом Клиппертон. К западу от ВТП в рассматриваемом субсегменте располагается южная часть *Северо-Восточной котловины*, простирающейся далее к северу до Алеутской дуги. На западе эта котловина ограничена вулканическими цепями хребтов Императорского, Гавайского и Лайн, а на востоке - окраиной Северной Америки. Демаркационные трансформные разломы в этом субсегменте (Кларион, Клиппертон, Молокаи и Мендосино) часто выражены в рельефе дна в виде крутых уступов, сопряженных с желобами. Часть разломов сопровождается вулканическими островами, сложенными щелочными базальтами.

Глубоководный желоб напротив побережья Гватемалы характеризуется крупной аккреционной призмой позднемиоцен-плейстоценового возраста, но к северо-западу, к побережью Мексики аккреционная призма исчезает: здесь тектоническая аккреция сменяется тектонической эрозией в процессе субдукции.

Севернее, в *Северо-Центральном субсегменте*, ось спрединга ВТП внедряется в Северо-Американский континент в районе Калифорнийского залива. Ось спрединга появляется внутри залива, где она смещена вправо малоамплитудными трансформными разломами. Скорость спрединга в устье залива определяется в 6 см/год. Залив подстилается океанской корой, перекрытой слоем турбидитов, мощность которых возрастает к северу. Дно залива отличается резко повышенным тепловым потоком и активной сейсмичностью. Его формирование началось в конце

миоцена. Рифтовая долина из залива продолжается и дальше к северу, на сушу - в долину Смерти, а в качестве трансформного разлома здесь выступает крупный *сдвиг Сан-Андреас*, который обрывается на севере восточным продолжением трансформы Мендосино. Начало поглощения ВТП под континент датируется ранним олигоценом, а в целом кора в Северо-Центральном субсегменте имеет возраст от сенона до позднего миоцена включительно.

Спрединговый хребет вновь появляется еще севернее и простирается субпараллельно побережьям штатов Орегон и Вашингтон и о-ва Ванкувер. Южная часть его часто именуется *хребтом Горда*. Трансформой Бланка он отделен от следующего отрезка хребта - *Хуан-де-Фука*, который, в свою очередь, сменяется *хребтом Эксплорер*. С севера вся эта система хребтов срезается *правым сдвигом Королевы Шарлотты*, аналогичным Сан-Андреасу. Сдвиг простирается вдоль континентального склона в районе одноименного архипелага. Скорость спрединга на хребтах Горда и Хуан-де-Фука составляет от 2,5 до 5,5 см/год. На хребтах наблюдается большое количество гидротерм, мантия этого участка существенно разуплотнена. Отрезки между зоной субдукции и спрединговыми хребтами "нарезают" микроплиты Эксплорер, Хуан-де-Фука и Южная Горда.

Зона субдукции Орегон-Вашингтон довольно специфична. Глубоководный желоб здесь почти полностью засыпан обломочными осадками из-за интенсивного сноса материала с прилегающей суши. В преддуге прогибе (зона Береговых хребтов и внутреннего шельфа) мощность кайнозоя достигает 7 км. Под этими отложениями залегает океанская кора ранне-среднеэоценового возраста, причем возраст ее омолаживается к континентальному подножью до позднего миоцена. Присутствует довольно крупная аккреционная призма, сложенная осадками верхнего олигоцена-среднего миоцена.

В *Северном субсегменте* северная часть Северо-Восточной котловины занята обширными аккумулятивными равнинами. Обломочный материал сюда поступает большей частью с Алеутско-Аляскинской дуги. Примечательной чертой этой акватории является т. н. "Большой магнитный изгиб": близ основания п-ова Аляска магнитные аномалии (до A21), которые протягиваются субмеридионально с юга, резко изгибаются к западу, а далее простираются субпараллельно Алеутской дуге к югу от нее. Данный факт объясняется присутствием на северо-востоке Тихого океана прежнего (начала кайнозоя) тройного сочленения осей спрединга, которые разделяли плиты Тихоокеанскую, Кула и Фараллон. Плита Кула была полностью поглощена в Алеутской зоне субдукции, а ее возможный реликт сохранился в виде меловой океанской коры в Алеутской котловине Берингова моря. Единая субмеридиональная ось спрединга в описываемом субсегменте появилась в результате перестройки структурного плана в конце палеоцена.

На севере Северо-Восточная котловина ограничена глубоководным Алеутским желобом, с которым генетически связана одноименная вулканическая дуга. Желоб протягивается от Камчатского залива до Аляскинского залива, где он уже погребен осадками. На островном склоне обнаружена обширная аккреционная призма плиоцен-четвертичного возраста, а на островах выявлена более древняя мезозойско-кайнозойская призма.

В целом океанская кора в Северо-Восточном сегменте имеет поздне меловой-кайнозойский возраст и была образована на субмеридиональной оси спрединга.

XV.3. Южный сегмент

К этому сегменту относится часть океана, распространяющаяся к югу от широтной полосы, проходящей через о-ва Общества, Туамоту, вдоль разлома о-ва Пасхи, до близлежащего побережья Чили. С запада сегмент ограничен дугой Тонга-Кермадек и Новой Зеландией, с востока - южной частью Южной Америки и с юга - Антарктидой.

Спрединговый хребет в пределах этого сегмента подразделяется на *Южно-Тихоокеанское* и *Восточно-Тихоокеанское поднятия* (ЮТП и ВТП, соответственно). Последнее имеет продолжение в Северо-Восточном сегменте. Граница между двумя поднятиями проходит по *зоне разломов Элтанин* - одной из крупнейших в мире. В рамках рассматриваемого сегмента часть ВТП и ЮТП являются дивергентной границей между Тихоокеанской и Антарктической плитами.

Южно-Тихоокеанское поднятие простирается от разлома Маккуори на западе (т. е. от границы с Индо-Австралийской плитой) до зоны разломов Элтанин. Длина этого поднятия составляет ~ 12 000 км, а ширина - до 1200 км. Рифтовая долина намечается лишь в средней части поднятия. Имеется ряд трансформных разломов, одним из крупнейших среди них является разлом Удинцева близ системы Элтанин. Последняя, простираясь на запад-северо-запад, достигает на западе дуги Тонга-Кермадек, разделяя ее на два звена. На востоке система разломов уходит в море Беллинсгаузена у берегов Антарктиды. Ширина зоны достигает 400 км, она состоит из серии разломов, рельеф ее резко расчленен (перепады глубин превышают 6 км). В отдельных разломах обнажается практически весь разрез океанской коры. Правые смещения по зоне Элтанин в совокупности доходят до 1100 км.

Восточно-Тихоокеанское поднятие продолжается далеко за пределы описываемого сегмента, вплоть до Калифорнийского залива. На ВТП рифтовая долина отсутствует, ее заменяет осевое горстовое поднятие. Кора под поднятием не толще 3,5 км, а верхняя мантия сильно разогрета. Как ЮТП, так и ВТП - быстроспрединговые хребты (более 10 см/год). На ВТП трансформных разломов немного; самыми крупными являются

трансформы Менарда и Челленджер. В результате формирования новых осей спрединга и трансформных разломов в описываемом сегменте в позднем миоцене обособилось несколько микроплит: Пасхи, Хуан-Фернандес, Фрайдей (с севера на юг). Практически все они субдуцировали под Южно-Американский континент.

К северо-западу от ЮТП и к западу от ВТП лежит *Южная котловина* Тихого океана. Продолжением зоны Элтанин - хребтом Луисвилль - она делится на две впадины. На юге в Южную котловину вдается *Новозеландское краевое плато*, в состав которого входят два поднятия: Кемпбелл на юге и Четем на севере с впадиной Баунти между ними. Фундамент плато обнажается на островах и выражен в виде верхнепротерозойско-нижнемезозойских метаморфитов и мезозойских гранитов. В отдельных прогибах наблюдается кайнозойский осадочный чехол, дислоцированный до олигоцена включительно. На северо-востоке Южной котловины обнаружены линейные магнитные аномалии, датированные началом маастрихта-концом олигоцена и ориентированные косо относительно более молодых аномалий современного спредингового центра. В западной части котловины аномалии более древние, и здесь, на аномалии, соответствующей келловею, были пробурены скважины, вскрывшие базальты возрастом от 165 до 140 млн. лет. Таким образом, здесь развита кора позднеюрского возраста.

Южнее Южной котловины и по другую сторону центрального поднятия находится *котловина Беллинсгаузена*. В западной и центральной частях этой котловины распространена система магнитных аномалий современного спредингового хребта (вплоть до А32-позднего мела), а на самом востоке наблюдается другая система, которая связана с западным флангом *Западно-Чилийского поднятия*. Эти аномалии омолаживаются в сторону Антарктического п-ова, указывая на то, что ось спрединга уже была поглощена в зоне субдукции под этим полуостровом. Западно-Чилийское поднятие субдуцирует под Южно-Американскую плиту в районе п-ова Тайтао, вдоль южного продолжения Перуано-Чилийского желоба. Субдукция сопровождается одновременной обдукцией верхней части океанской коры на континент. Западно-Чилийское поднятие отделяет плиту Наска на севере от Антарктической плиты на юге. Ось спрединга этого поднятия дискордантна по отношению к его общему простиранию и состоит из коротких отрезков, смещенных большей частью к востоку трансформными разломами. Соответствующие линейные магнитные аномалии говорят о формировании поднятия 23 млн. лет назад (в раннем миоцене); спрединг на этом поднятии продолжается и в настоящее время.

В расположенной северо-восточнее относительно небольшой *Перуано-Чилийской котловине* кора южной части плиты Наска субдуцирует в Перуано-Чилийском желобе. В данной котловине магнитные аномалии

датированы эоценом-поздним миоценом и, по-видимому, принадлежат самостоятельной оси спрединга.

Остров Пасхи, от которого получил название трансформный разлом, ограничивающий с севера описываемый сегмент океана, представляет собой три слившихся воедино молодых вулкана с щелочно-базальтовыми лавами, имеющими повышенное содержание кремнезема. На разломе располагается еще одна группа вулканических островов.

XV.4. Основные этапы развития Тихого океана

Реальные доказательства существования Протопацифика относятся к позднему протерозою-раннему палеозою. К ним относятся офиолиты Австралии, Тасмании, юго-восточного Китая, Японии, Корякского нагорья, Северной Калифорнии и др. Еще более широко распространены средне-позднепалеозойские офиолиты. В настоящее время господствует мнение, впервые высказанное И. Дизлом, Р. Мурсом и П. Хоффманом, что Тихий океан - продукт распада суперконтинента Родиния. Этот суперконтинент был создан в результате гренвильского орогенеза и существовал в среднем-позднем протерозое. В конце среднего протерозоя, частично в позднем рифее в его пределах начался континентальный рифтинг, сменившийся затем, в самом конце рифея, спредингом. Раскрытие Тихого океана, как предполагают, компенсировалось замыканием Мозамбикского океана, разделявшего Западную и Восточную Гондвану. Однако относительно происхождения Тихого океана высказываются и другие точки зрения.

Следовательно, океаны Тихий, Япетус, Палеоазиатский и Тетис, по всей видимости, заложились почти одновременно - в позднем протерозое-раннем кембрии и, видоизменяясь, существовали в течение палеозоя-раннего мезозоя. В период вегенеровской Пангеи, прото-Тихий океан служил ее "противовесом" в виде Панталассы, а другие океаны являлись либо его заливами, либо ответвлениями.

История современного Тихого океана документируется со средней юры (несколько более 190 млн. лет) по самым древним линейным магнитным аномалиям и приблизительно с рубежа около 160 млн. лет назад, по данным глубоководного бурения. В это время, согласно мнению японских ученых, в области Тихого океана возникла небольшая Тихоокеанская плита (микроплита) грубо треугольной формы, которая расширялась за счет отступления осей спрединга от ее центра в сторону соседних плит - Изанаги на западе (будущая плита Кула), Фараллон на северо-востоке и Феникс на юго-востоке (будущая Антарктическая плита). Такая конфигурация плит в целом сохранялась до неокома. Плиты, окружающие Тихоокеанскую, испытывали субдукцию под Северо-Восточную Азию, Северную и Южную Америку, Австралию и Западную Антарктиду.

Два важных события в истории Тихого океана произошли в эпоху мелового спокойного магнитного поля (в апте-туроне). Первое из них – обширный мантийный вулканизм, создавший внутриплитные поднятия Хесса, Онтонг-Джава, цепь Маркус-Неккер, Маршалловы о-ва, о-ва Гилберт и ряд других. Это событие носило глобальный характер и было связано с действием суперплюма, воздымавшегося с границы мантия/ядро (“горячее поле”, по Л. П. Зоненшайну и М. И. Кузьмину). Кроме того, в середине мела произошла крупная реорганизация системы плит Тихого океана. Это событие создало основной спрединговый хребет (ЮТП и ВТП). Произошло соединение Тихого океана с Индийским, началось формирование окраинных морей с островными дугами и желобами. Это событие охватило всю западную окраину Тихого океана и распространялось в течение позднего мела-кайнозоя с юга на север. В то же время на восточной окраине океана происходило приращение островных дуг к континенту и закрытие окраинных морей. К середине мела этот процесс создал здесь единую зону субдукции андского типа.

В кайнозое на севере Тихого океана возникла Алеутская зона субдукции; к началу эоцена в ней поглощается плита Кула и ось спрединга Кула-Фараллон.

Следующее крупное событие произошло в начале олигоцена: столкновение ВТП с окраиной Северной Америки в районе Калифорнии. В результате этого в конце раннего миоцена возникает Калифорнийский залив. Плита Фараллон распадается на ряд микроплит в своей северной части, а ее южная часть разделяется на плиты Кокос и Наска Галапагосской осью спрединга. В среднем миоцене формируется Западно-Чилийская ось спрединга.

Вдоль своей юго-западной окраины Тихоокеанская плита до раннего эоцена субдуцировала под Австралийскую плиту (Австрало-Антарктическую до ее разделения). В тылу зоны субдукции образовалась цепь островных дуг и окраинных морей. В течение всего кайнозоя Австралия сближалась с юго-восточной Евразией, что обособило Тетис, а затем отделило Индийский океан от Тихого.

Окончательное формирование окраинных морей на западе океана произошло в миоцене, за исключением трога Окинава в Восточно-Китайском море, который является более молодым.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ, СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Астрономами и геологами возраст Земли оценивается приблизительно в 4,55 млрд. лет. Как считают, аккреция космических частиц на начальных стадиях происходила очень быстро и заняла 30 - 40 млн. лет. При аккреции выделялось колоссальное количество тепла, поэтому новообразованное планетное тело было сильно разогрето. Среди ученых ведутся споры: было ли полное расплавление вещества или только частичное. Но почти все сходятся во мнении, что на начальном этапе сформировалось жидкое ядро и, вероятно, магматический океан, заполненный продуктами плавления изначального вещества. Возможно, что астеносфера является его реликтом.

Сразу же после образования планетного тела началась его дифференциация на ядро и мантию. Выделение коры также началось довольно рано. Во всяком случае, найденные в Западной Австралии обломочные цирконы с возрастом 4,3 - 4,2 млрд. лет свидетельствуют об этом факте. О времени образования коры в этот период говорят также редкие изотопно-геохимические данные. Изначальная кора имела преимущественно базальтово-анортозитовый состав, как у Луны.

Атмосфера первоначально могла образоваться во время аккреции. Впоследствии она пополнялась за счет магматической деятельности. Первичная атмосфера была бескислородная.

Таким образом, этот первый этап развития Земли, называемый *гадеем*, длился от начала аккреции до приблизительно 4 млрд. лет назад. На этом этапе в целом сформировались оболочки Земли.

Второй этап начинается с архея. Архей нам лучше известен по геологической летописи, хотя раннеархейские образования возрастом 4,0 - 3,5 млрд. лет распространены очень ограниченно. Кору этого возраста находят в провинции Слейв Северной Америки, на юге и востоке Канадского щита, в юго-западной Гренландии и в Восточной Антарктиде. Следует отметить, что общепринятого деления архея не существует. Поэтому мы будем далее оперировать относительно неопределенными понятиями - ранний архей, средний архей, поздний архей. Четко фиксирована лишь граница архей/протерозой - 2,5 млрд. лет.

Вероятно, сиалическая кора уже в раннем архее получила достаточно широкое распространение. Эти породы принадлежат к ТТГ-ассоциации (т. н. "серые гнейсы"), у которых в составе щелочей натрия преобладает над калием. Происхождение этой ассоциации до сих пор остается спорной. В качестве возможных вариантов рассматриваются выплавки при процессе

субдукции (полное плавление субдуцированного слэба) и продукты переплавки ранее образованной коры под воздействием мантийного плюма. Кроме этих натровых гранитоидов в составе коры были выявлены базальтоиды, а также железистые кварциты и редкие конгломераты.

В раннем архее часть обломочных отложений накапливалась в водной среде, а это означает, что в то время уже возникла гидросфера, т. е. температура на поверхности планеты понизилась до менее чем 100 °С. Появление гидросферы породило жизнь на Земле, и ее следы в виде бактерий были найдены в кварцитах серии Исуа-Акилия в юго-западной Греландии. Кварциты имеют возраст около 3,8 млрд лет.

Вопрос о тектонике плит в раннем архее остается открытым.

Среднеархейский подэтап знаменуется появлением гранит-зеленокаменных областей. Наиболее полно они сохранились в древних кратонах - Каапвааль на юге Африки, Пилбара в Австралии, Среднеприднепровском. Среднеархейская обстановка не дает однозначного ответа об активности тектоники плит. По-видимому, в то время господствовала плюм-тектоника. Среднеархейские ГЗО характеризуются не линейной, а сложной формой, заполняя промежутки между куполовидными поднятиями гранитоидов. Окончательно не решен вопрос о природе субстрата, подстилающего отложения ГЗО. Это могла быть и протоконтинентальная кора типа ТТГ, и океанская кора. Ближе к концу среднего архея (около 3 млрд лет назад) обозначились стабильные участки, похожие на платформы; возник проточехол, в котором наблюдаются многочисленные вулканические ассоциации, напоминающие трапповые. Мощности коры приближались к современной.

Возможно, что к 3 млрд лет назад уже существовал первый суперконтинент, в рамках которого Каапвааль и Пилбара составляли единое целое.

В позднем архее наступает расцвет зеленокаменных поясов. ГЗО, слагающие крупные блоки, известны в составе всех древних платформ. ЗКП в этих областях большей частью линейные, имеют чешуйчато-надвиговое строение и разделены полями гранитоидов и гранитогнейсов. Для этого подэтапа уже точно установлено, что значительная часть упомянутых поясов закладывалась на более древнем сиалическом основании типа ТТГ в результате его рифтинга. Рифтинг мог переходить в спрединг, линейный либо рассеянный.

В целом позднеархейская обстановка (а отчасти и среднеархейская), по-видимому, характеризовалась сочетанием плюм- и начальной плейт-тектоники. В позднеархейских разрезах регистрируются многочисленные океанские плато, а в средних частях разрезов ЗКП присутствуют островодужные ассоциации. Сейсмические работы выявили ископаемые зоны субдукции. Но крупных плит еще не существовало; это т. н. "тектоника миниплит".

Позднеархейские гранитоиды принципиально отличаются от гранитоидов ТТГ-ассоциации присутствием нормальных К-На разностей. Они рассматриваются как продукт корового плавления.

В позднем архее появляются также гранулитогнейсовые пояса (Лимпопо, запад Австралии, Беломорский и др.), которые продолжили свое развитие в протерозое. К концу позднего архея (с рубежа 2,8 млрд. лет назад) значительные площади поверхности планеты были кратонизированы, а к рубежу 2,5 млрд. лет назад возникла первая достоверная Пангея (Пангея 0).

Следующий этап развития Земли начинается с протерозоя, с рубежа 2,5 млрд. лет назад. В течение 200 - 300 млн. лет после этого временного уровня на Земле господствовал платформенный режим с эпиконтинентальными морями; большая часть поверхности была занята сушей (Пангея 0). Распад Пангеи 0 начался 2,3 - 2,2 млрд. лет назад и достиг пика, вероятно, к 2 млрд. лет назад. К этому времени обособилось более 30 блоков с архейским фундаментом, разделенных подвижными поясами. Поперечник этих блоков составлял не более 1000 км, поэтому ранний протерозой, также как и поздний архей, называют эрой малых плит. На блоках накапливался осадочный чехол, в основном озерно-аллювиальный или мелководно-морской. Впервые в массовом количестве появляются карбонаты (строматолиты), которые слагают первые карбонатные платформы, мощность которых иногда превышает 1 км.

Подвижные пояса возрастом порядка 2,3 млрд. лет напоминают более поздние протогеосинклинали. Они определенно являются продуктом рифтинга, имеют четкую линейность и размеры свыше тысячи километров в длину и несколько сот километров в ширину. У самого крупного Трансгудзонского пояса начальная ширина составляла более 3000 км. Подвижные пояса демонстрируют поперечную зональность: внешние зоны соответствуют современным пассивным окраинам, а внутренние зоны - относительно глубоководным областям, где господствуют сланцы и турбидиты с прослоями основных лав; местами известны офиолиты. Пояса заканчивали развитие коллизией, интенсивным сжатием, складчатостью и надвигообразованием. В их центральных частях формировались гранитные батолиты, а на смежных платформах возникали структуры типа гранитогнейсовых куполов. Появляются первые авлакогены, сопровождавшиеся трапповыми ассоциациями и расслоенными плутонами основного и ультраосновного состава.

В позднем архее впервые появляются ледниковые отложения, а в раннем протерозое (2200 - 2000 млн. лет назад) в атмосфере - свободный кислород.

Ранний протерозой завершается глобальными событиями метаморфизма и гранитизации, а также появлением нового суперконтинента Пангеи 1. Между 1,65 и 1,35 млрд. лет назад на планете доминировал

равнинный платформенный режим. Пангея I просуществовала, по-видимому, не долго. Уже на границе раннего и среднего рифея регистрируются признаки ее распада. Для среднего протерозоя очень характерно широкое развитие гранитов-рапакиви. Причина этого явления не известна, но совершенно очевидно, что граниты возникли в результате переплавления континентальной коры под воздействием мантийных расплавов.

В раннем рифее продолжали унаследованное развитие некоторые раннепротерозойские подвижные системы Индостана, Австралии и Африки. Северный ряд древних платформ (Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Сино-Корейская) испытывали рифтинг с образованием авлакогенов.

Новое замыкание подвижных поясов произошло к 1 млрд. лет назад, на границе среднего и позднего рифея. Этот эпизод, связанный с гренвилльской эпохой орогенеза, характеризовался интенсивной гранитизацией и метаморфизмом. В результате спаивания древних блоков замкнувшимися подвижными поясами возник новый суперконтинент - Родиния. Пока реконструкции этого суперконтинента неоднозначны.

В позднем рифее-начале венда (850 - 700 млн. лет назад) происходит распад Родинии. Это событие знаменует начало нового этапа в развитии Земли. На данном этапе по существу формируется структурный план Земли, который господствовал в течение палеозоя-раннего мезозоя и частично унаследован современным. В это время возникают океаны Протетис, Палеоазиатский, Япетус, Тихий. Мозамбикский океан разделял Западную и Восточную Гондвану. Восточная Гондвана уже полностью оформилась к рубежу 1 млрд. лет назад, тогда как Западная состояла из серии малых континентальных плит, впоследствии вошедших в состав Африканского и Южно-Американского кратонов. Отдельные континентальные блоки разделялись пространствами с океанской или переходной корой. В венде-начале кембрия эти пространства замыкаются. Прекращает свое существование Мозамбикский океан. Орогенез (байкальский = бразильский = панафриканский = кадомский) был решающим в формировании Гондваны, когда ее западная и восточная части объединились в единое целое. Полностью Гондвана была создана к ордовика и существовала в течение периода времени от 500 до 200 млн. лет назад. Созданию Гондваны предшествовало возникновение довольно крупного континента Авалонии (по названию п-ова Авалон на востоке Ньюфаундленда), когда в результате кадомского орогенеза в Северной Америке, Европе и Северо-Западной Африке (Магрибе) произошло спаивание отдельных континентальных фрагментов, прежде разобщенных относительно небольшими пространствами. Первичная Авалония была впоследствии разорвана на Западную и Восточную (Американскую и Европейскую, соответственно) раскрытием Атлантики.

В то время как в гондванском регионе в венде-начале кембрия происходило объединение континентальных блоков, на севере наблюдался спрединг. В Северо-Атлантическом регионе раскрывался океан Япетус. Спрединг был особенно активен в южной половине Палеоазиатского океана. Позднее, в ордовике, спрединг охватил более северные и западные участки Урало-Охотского пояса. Вендско-кембрийский рифтинг и последующий спрединг имели место в Южной Европе, Центральной и Юго-Восточной Азии. Главный бассейн, созданный спредингом в Европе, - море Торнквиста, которое представляло собой юго-восточное ответвление Япетуса. Море замкнулось в конце ордовика, в каледонскую эпоху складчатости.

Ордовик является важным периодом в развитии Европы. Южнее молодого каледонского шва активно раскрывается Палеотетис, а севернее его - окраинные моря, в дальнейшем породившие европейские герциниды. Япетус в середине ордовика достиг максимальной ширины, оцениваемой в 3 тыс. км. К девону Япетус замкнулся, и образовалась Лавруссия (Евро-Америка). Тарим примкнул к Сино-Корейской платформе. Каледонские деформации распространились к западу вдоль северной окраины Лаврентии - от Гренландии до Канадского Арктического архипелага и там достигли пика в девоне (элсмирский орогенез).

С середины визе раннего карбона фиксируется новая активизация деформаций сжатия, которые максимально проявились к концу карбона. Этот герцинский орогенез создал последнюю Пангею, развивавшуюся вплоть до ранней юры. Пангее противостоял Тихий океан (Панталасса). Пангея состояла из двух главных частей - Лавразии на севере и Гондваны на юге, частично разделенных заливом - реликтом Палеотетиса.

Напряжения сжатия, как обычно, сопровождались растяжением в других районах. Поэтому в позднем карбоне растяжения стали проявляться по периферии будущей Северной Атлантики, а в триасе они уже охватили Западную Сибирь и примыкающие участки вплоть до восточного склона Урала. Такое же растяжение происходило на гондванских континентах (например, комплекс Карру в Африке, нижнегондванские отложения Индии и т. д.). От северного края Гондваны рифтинг отчленил отдельные блоки, которые перемещались за счет спрединга к северу и здесь припаивались к южной окраине Лавразии. Данный процесс привел к постепенному замыканию Палеотетиса, но одновременно - к раскрытию Мезотетиса к югу от него. Мезотетис последовательно расширялся к востоку. Его зарождение началось в конце перми-раннем триасе, максимального развития он достиг в юре, а замкнулся к середине мела (позднекиммерийская и австрийская фазы складчатости).

В начале юры наступает этап распада Пангеи; раскрываются Атлантика, Индийский океан и обновляется кора Тихого океана. Централь-

ная Атлантика начала формироваться, вероятно, в конце ранней юры-самом начале средней юры. К концу средней-началу поздней юры приурочено раскрытие Индийского океана. В Тихом океане обновление коры заключалось в появлении трех новых литосферных плит - Кула, Фораллон и Феникс, составлявших тройное сочленение, на котором родилась Тихоокеанская плита. Эти плиты по мере разрастания испытывали субдукцию под окружающие материки. Возникали аккреционные комплексы и мозаики террейнов.

В Тихоокеанском регионе обстановка резко изменилась на рубеже конца юры-начала мела. На северо-западе этого региона завершается развитие Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской подвижных систем. На юго-западе (на Меланезийской окраине) происходит обновление структуры этого сегмента.

По другую сторону Тихого океана в эту эпоху (невадская фаза) создается принципиальная структурная картина западной части Северной Америки. Отдельные террейны сталкиваются с северо-американской окраиной в районе Калифорнии, за ними севернее причленяются другие террейны. В этой области возникает мощный вулcano-плутонический пояс. С позднего мела западная окраина Тихого океана начинает преобразовываться в островодужную, а восточная становится окраиной андского типа.

Мезозойская история была достаточно подробно рассмотрена для каждого континента и океана в отдельности, и мы больше не будем заострять на ней внимания.

Конец эоцена отвечает одной из главных фаз орогенеза (инкской) в Центральных Андах.

С олигоцена начинается неотектонический этап развития Земли. Он является одним из важнейших этапов, поскольку он знаменовал заложение Альпийско-Гималайского орогенного пояса. С этого времени начинается формироваться современный лик Земли. В конце олигоцена возникают впадины Западного Средиземноморья с корой океанского типа, а также такие крупные наземные впадины, как Паннонская и Трансильванская. По краям растущих альпийских горно-складчатых сооружений закладываются краевые прогибы, пик развития которых приходится на миоцен, когда началось наиболее интенсивное воздымание гор. Олигоцен характеризуется очередной вспышкой континентального рифтинга в регионе Западной Европы. В Тихом океане в олигоцене начинается столкновение ВТП с окраиной Северной Америки. Единая плита Фараллон расчленяется на микроплиты.

В позднем миоцене в целом формируются почти все структурные элементы земной поверхности. С этого момента активизируются эндогенные процессы, которые в основном проявляются в ускорении или в начале воздымания горных цепей.

РЕКОМЕНДОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Международная тектоническая карта Европы, м-б 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Хаин В. Е., Леонов Ю. Г. (ред.). РАН, Комиссия по международным тектоническим картам, 1998.
2. Международная тектоническая карта мира, м-б 1 : 15 000 000. Объяснительная записка. АН СССР: Комиссия по международным тектоническим картам, 1981.
3. Океаны и материки. Книга I - Океаны. В. А. Садовничий (ред.). М.: МГУ, 2003, 398 с.
4. Удинцев Г. Б. Региональная геоморфология дна океанов. М.: Наука, 1989, 112 с.
5. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001, 604 с.
6. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995, 476 с.
7. Чехович В. Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993, 272 с.
8. Enciclopedia of European and Asian Regional Geology. Moores E. M., Fairbridge R. W. (eds.). Chapman and Hall, 1997, 804 p.
9. Condie K. C. Plate Tectonics and Crustal Evolution. 4th ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1997, 282 p.

**Основные эпохи и фазы складчатости, упомянутые в тексте,
и время их проявления**

| Эпоха/фаза | Время проявления (абсолютное - в миллионах лет назад) |
|---|--|
| Фупинская | поздний архей; 2850 - 2700 |
| Кеноранская = жекие | поздний архей; 2700 - 2600 |
| Вутайская | конец позднего архея; 2500 |
| Пенокийская= эбурнейская | ранний протерозой; 1900 |
| Гудзонская = карельская = лулянская | конец раннего протерозоя; 1800 - 1700 |
| Готская | конец раннего протерозоя; 1700 - 1600 |
| Трансамазонская | конец раннего протерозоя-средний рифей; 1350 - 900 |
| Эльсонская | средний протерозой; 1350 |
| Гренвилльская = кибарская = сунсас = дальсландская | средний протерозой; 1200 - 1000 |
| Мавританская = цзиннянская | поздний протерозой; 900 - 800 |
| Байкальская = панафриканская = бразильская = кадомская | конец венда; 650 - 550 |
| Салаирская | поздний кембрий-ранний ордовик; - 550 - 490 |
| Деламерская = rossкая | кембрий-ранний ордовик; 510 - 490 |
| Грампианская | ранний ордовик; - 490 |
| Таконская | поздний ордовик; - 450 |
| Скандская | конец силура-начало девона; 410 - 400 |
| Тельбесская | средний девон; - 380 |
| Акадская = лигерийская | средний-поздний девон; 380 - 360 |
| Антлерская= элсмирская = бретонская | поздний девон-ранний карбон; 370 - 330 |
| Судетская | конец раннего-поздний карбон; - 290 |
| Астурийская = аллеганская = заальская | ранняя пермь; - 280 |
| Сономская | поздняя пермь-ранний триас; 250 - 235 |
| Гондванская= индосинийская = раннекиммерийская | средний триас-ранняя юра; 235 - 200 |
| Арауканская | поздняя юра, кимеридж; 155 |
| Невадская = яншаньская = позднекиммерийская | поздняя юра-ранний мел; 150 - 140 |
| Австрийская = севьерская | середина мела; - 110 - 100 |
| Ларамийская | граница мела и палеогена; 65 |
| Пиренейская = инкская | поздний эоцен-начало олигоцена; 40 - 35 |
| Тосканская | начало позднего миоцена; 8 |
| Андская | поздний миоцен; 8 - 5 |

В. Е. Хаин
А. Ф. Лимонов

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

(Тектоника континентов и океанов)

Компьютерная верстка

Л.И. Гевчук

В.Г. Зайцева

Технический корректор

Н.В. Царева

Подготовка оригинал-макета - ООО "Издательство ГЕРС".

Лицензия ИЗД № 74-6 от 20.01.2000.

170000, г. Тверь, ул. Новоторжская, 12Б.

Тел.: (0822) 76-11-00.

Подписано в печать 10.08.2004 г.

Формат 60 x 84 1/16. Бумага офсетная. Гарнитура Times.

Печать офсетная. Усл. печ. л. - 27,7.

Тираж 500 экз. Заказ №1904

Отпечатано: ГУП РПП.