

550.6

КВ84

~~Читательского~~

Н. В. КОРОНОВСКИЙ

КРАТКИЙ КУРС  
РЕГИОНАЛЬНОЙ  
ГЕОЛОГИИ СССР



Н. В. КОРОНОВСКИЙ

# КРАТКИЙ КУРС РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СССР

Допущено Министерством высшего и среднего  
специального образования СССР  
в качестве учебника для студентов  
геологических специальностей вузов

Р 1 374



ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1976

Короновский Н. В. КРАТКИЙ КУРС РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СССР. М.,  
Изд-во Моск. ун-та, 1976. 398 с. с ил.

Учебник представляет краткую современную сводку по геологии СССР. В нем освещается региональное геологическое строение территории СССР, даются сведения о размещении полезных ископаемых. Рассматриваются геофизические поля и глубинная структура регионов. В заключение дается сравнительный анализ разновозрастных складчатых областей и характеризуются основные структурные элементы земной коры в пределах СССР.

Рецензенты:  
кафедра региональной геологии и палеонтологии МГРИ;  
докт. геол.-мин. наук В. С. Заика-Новацкий

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу учебника положен лекционный курс, читаемый автором студентам-геофизикам геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова в соответствии с программой. Издание учебника по региональной геологии СССР для студентов, не обладающих достаточной геологической подготовкой, — дело весьма сложное, затрудняемое обилием фактического материала и необходимостью выбора наиболее рациональной формы его подачи. Поэтому построение данного руководства несколько отличается от традиционного. В нем выделяется три раздела: вводный, основной и заключительный. Первый из них знакомит студентов с краткой историей региональных геологических и геофизических исследований на территории СССР, а также со строением земной коры, принципами тектонического районирования и периодизацией геологической истории. Элементарные понятия о главных структурных элементах земной коры опущены, так как они неоднократно рассматривались в курсах общей, исторической и структурной геологии и возвращаться к ним вновь в декларативной форме не имеет смысла.

Основной раздел посвящен описанию региональной геологии СССР. Изложение материала начинается с наиболее изученной Восточно-Европейской платформы. Далее рассматривается Сибирская платформа и проводится сравнительный анализ этих двух крупнейших древних платформ. Затем описывается геологическое строение складчатых поясов: Урало-Монгольского, Альпийско-Средиземноморского и Тихоокеанского.

При обзоре геологического строения отдельных регионов большее внимание, чем обычно, уделяется тектоническому районированию, выделению основных комплексов отложений, сравнительному анализу структур и закономерностям развития. Фактический материал по стратиграфии приводится в максимально обобщенной форме. Впервые сделана попытка органически включить в региональное геологическое описание геофизические материалы — характеристику гравитационного и магнитного полей и глубинного строения отдельных областей — и показать, каким образом эти данные помогают решать геологические задачи. Рассмотрение геологического строения каждого региона завершается сведениями о полезных ископаемых.

В заключительном разделе учебника приводится сравнительный анализ разновозрастных складчатых областей и на конкретных примерах, рассмотренных в основном разделе, раскрывается содержание таких понятий, как геосинклиналь, платформа, плита, краевой прогиб и т. д. Тем самым избегается постулирование геологических понятий, в общей форме рассмотренных в предшествующих курсах, и дается ре-

Глава 1. Задачи и значение «Краткого курса  
региональной геологии СССР»

альная картина, подкрепленная фактическим материалом. Анализируются также эволюция и этапы развития важнейших структурных элементов земной коры, находящихся в пределах СССР. Кроме того, обобщаются сведения о глубинном строении земной коры разновозрастных регионов территории СССР.

При работе над учебником автор использовал различную геологическую литературу, изданную до 1975 г. Однако ссылки на большое количество печатных работ сделали бы книгу весьма трудной для чтения, поэтому сведения о них приводятся лишь в тех случаях, когда необходимо обратить внимание на принципиально новые факты, идеи и т. д. Многочисленные иллюстрации — схемы, рисунки, профили и т. д. — специально подобраны для учебника и, как правило, упрощены по сравнению с авторскими оригиналами. Рисунки без ссылок на литературный источник выполнены автором.

В конце учебника приводится краткий список наиболее важных работ по геологии отдельных регионов, а также рекомендуемых учебных пособий, геологических и тектонических карт.

Рукопись учебника была полностью просмотрена Е. Е. Милановским и О. А. Мазаровичем, а по отдельным главам и разделам — Д. И. Пановым, А. Г. Гайнановым, В. С. Милеевым, В. М. Цейслером, Е. С. Черновой, Е. А. Успенской, В. С. Заика-Новацким. Ценные замечания были сделаны М. М. Москвиным, М. В. Муратовым, Г. П. Леоновым и Н. А. Богдановым. Большую помощь в подготовке учебника к печати оказала З. Н. Смирнова. Всем перечисленным товарищам автор выражает глубокую благодарность и признательность.

Территория СССР занимает одну шестую часть всей мировой суши. На этом огромном пространстве встречаются почти все основные типы структурных элементов земной коры: платформы, складчатые области разного возраста, зоны позднекайнозойского орогенного развития и другие. Пожалуй, ни в одной стране мира нет такого разнообразия геологических структур.

Предметом региональной геологии является изучение всех аспектов геологического строения какого-либо региона и оценка его с точки зрения перспектив полезных ископаемых. Прежде всего сюда относится регионально-стратиграфический аспект, т. е. изучение естественных комплексов отложений, слагающих данный регион и отражающих определенные, сменяющиеся друг друга во времени этапы его развития. Кроме того, следует расшифровать структуру, условия залегания этих комплексов, а также проявления магматизма, связанные с тем или иным комплексом. В конечном итоге регионального изучения необходимо выяснить геологическую историю развития региона и на основании анализа взаимоотношений комплексов дать ее периодизацию.

Исходя из этого главная задача курса состоит в систематическом описании геологического строения отдельных регионов в пределах СССР и в выявлении характера связей между этими регионами. Особое значение приобретает выявление как индивидуальных черт строения того или иного региона, так и общих черт, присущих разновозрастным структурным единицам.

Значение курса достаточно велико как с точки зрения практики, так и теории геологической науки. Без знания региональной геологии, без основательной геологической «базы» невозможно правильно понять закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и оценить перспективы их дальнейших поисков. Такие знания региональной геологии необходимы каждому специалисту-геологу. В настоящее время поиски многих видов полезных ископаемых перемещаются в более глубокие горизонты земной коры, так как на поверхности остается мало неизученных районов. Все это заставляет геологов овладеть и геофизическими методами исследований, грамотно интерпретировать и понимать геофизические материалы. В то же время геофизику необходимо очень четко представлять и формулировать конкретные геологические задачи, которые он хочет решать специальными геофизическими методами. Отсюда понятно то большое практическое значение, которое имеет учебный курс по региональной геологии СССР. Другой важный аспект этого курса состоит в том, что, изучая наиболее существенные данные о геологическом строении различных регионов — платформ,

складчатых областей и других, мы получаем возможность понять общий ход эволюции главных структурных элементов земной коры, выявить их основные черты и соотношения друг с другом. Иными словами, курс региональной геологии позволяет на вполне конкретном материале уяснить некоторые фундаментальные вопросы геологической науки и заложить основу для формирования современных геологических взглядов.

Следует отметить тесную связь этого курса с другими геологическими дисциплинами, и прежде всего с исторической и общей геологией, петрографией, структурной геологией и геокартированием. Только базируясь на знании этих курсов, можно успешно овладеть региональной геологией. В этом проявляется преемственность курса по геологии СССР по отношению к другим геологическим дисциплинам.

Обязательное требование при изучении региональной геологии СССР — умение читать и разбираться в различных геологических и тектонических картах, как обзорных, мелкомасштабных, так и средних и крупномасштабных. Для этого следует твердо уяснить принципы составления этих карт и условные обозначения к ним. Умение анализировать геологические и тектонические карты разного масштаба очень важно в практической деятельности геологов и геофизиков. Очевидно также, что при изучении геологии такой огромной территории, как наша страна, невозможно обойтись без знания особенностей ее рельефа и речной сети, т. е. того, что обычно составляет понятие оро- и гидрографии. Это тем более необходимо, что геологическое строение разных регионов находит свое прямое выражение в характере рельефа. Залогом хорошего усвоения курса региональной геологии СССР является чтение дополнительной геологической литературы, в которой рассматриваются наиболее существенные вопросы геологии разных регионов. И последнее, на что хотелось бы обратить внимание, это умение иллюстрировать конкретные знания о геологическом строении какого-либо района схематическими профилями, рисунками и т. д., показывая на них принципиальные соотношения между комплексами отложений, характер складчатости, разрывы и т. д.

## Глава 2. Краткий обзор истории регионального геологического и геофизического изучения СССР

История геологических знаний в России уходит в глубокую древность. Первые крупницы различных сведений о геологии появились там, где раньше всего начали развиваться промыслы руд, строительного камня, соли и других полезных ископаемых. Горный промысел на территории нашей страны насчитывает многие сотни лет. Естественно, что в этот период еще не существовало геологической науки, все сведения касались преимущественно месторождений разнообразных полезных ископаемых на территории современной европейской части СССР, в Приуралье и на Урале. Иногда этот этап называют в истории геологии «эпохой русских рудознатцев», которые сделали очень много в деле накопления сведений о полезных ископаемых, условиях их распространения и залегания. Что искали и добывали рудознатцы? Главным образом железные руды болотного происхождения, медь, золото, слюду, соль, строительные материалы, минеральные краски. Именно в это время были открыты соляные месторождения в Приуралье и на севере Русской плиты, железные руды в районе Тулы, Липецка, а также в Олонецком крае, медные и железные руды на Урале и т. д.

Эпоха «рудознатцев» охватывает длительное время, завершаясь в конце XVII — начале XVIII в. в период Петровских реформ. Следует отметить создание в начале XVII в. государственной карты России, на которой были отмечены и некоторые месторождения полезных ископаемых, а также образование в 1684 г. «Государева приказа каменных дел», ведавшего поисками и добычей разнообразных полезных ископаемых. Петровские реформы способствовали резкому оживлению горного дела. Поэтому все XVIII столетие отмечено усиленными изысканиями полезных ископаемых, путешествиями и научными экспедициями в далекие районы России. Это время, получившее название «эпохи академических экспедиций», представляет самостоятельный этап в геологическом изучении России.

В 1700 г. создается «Приказ рудокопных дел», преобразованный в 1717 г. в Государственную «Берг-коллегию». Изданная в 1719 г. «Горная привилегия» является сводом законов, на основе которых можно было вести поиски полезных ископаемых. Уже в начале XVIII в. на Камчатку отправилась экспедиция Витуса Беринга, в составе которой были видные ученые, например С. Г. Гмелин, а после создания Российской Академии наук в 1727 г., уже после смерти Петра I, академические экспедиции были посланы и в другие районы России. Эти экспедиции ставили перед собой обширные природоведческие задачи, в которые изучение геологии входило составной частью. Научные исследования в России в середине XVIII в. проходили при живейшем участии и руководстве М. В. Ломоносова, много сделавшего и для развития геологических знаний. Особенно настойчиво он стремился к посылке экспедиций в далекие и неизведанные края России. В последней трети XVIII столетия были организованы очень крупные экспедиции под руководством таких ученых, как П. С. Паллас, И. И. Лепехин, С. Г. Гмелин, А. И. Гильденштедт, И. П. Фальк и др. Исследования этих выдающихся организаторов и естествоиспытателей дали плодотворные результаты и для геологии. Особенно интересные материалы были получены по геологическому строению Европейской и Азиатской России, Уралу, Забайкалью. В частности, обнаружены нефтяные залежи в Приуралье, высказаны соображения о происхождении Черного и Каспийского морей и т. д. Пожалуй, самые выдающиеся материалы представили П. С. Паллас и И. И. Лепехин. Однако все же еще не существовало геологической науки как таковой. Отсутствовала методика геологических исследований, хотя возрастала все время потребность в знатоках горного промысла для развивавшейся промышленности. Поэтому для подготовки специалистов в 1773 г. было учреждено петербургское Горное училище, ныне ленинградский Горный институт — старейший геологический центр мира.

В конце XVIII в. в России создаются первые геологические, вернее литологические, карты, так как на них отмечались преимущественно типы пород — магматические и осадочные. В частности, в 1791—1792 гг. такая карта была составлена Ивановым и Дорофеевым для района Нерчинска в Забайкалье. Примерно в это же время или чуть позже появляются петрографические карты для ряда важных в промышленном отношении районов Урала и Алтая. Накопление многочисленных, хотя еще и отрывочных геологических сведений шло быстрыми темпами, которым в известной мере способствовали Горное ведомство и научные общества, появившиеся в начале XIX в. С этого рубежа начинается новый этап геологического изучения России.

В первой четверти XIX столетия появились крупные обобщающие работы по минералогии, геологии и полезным ископаемым М. В. Север-

гина, ученика М. В. Ломоносова; П. М. Языкова, брата известного поэта, а в середине XIX в. Г. Е. Щуровского, Г. П. Гельмерсена, К. Ф. Рулье и др. Экспедиции проводились в различных районах России: в Подмоскowie, на Кавказе, Урале, Алтае, на юге Западной Сибири, Чукотке, Новосибирских островах и в других местах. Созданные в 1805 г. Московское общество испытателей природы и в 1817 г. Минералогическое общество в Петербурге сыграли большую роль в организации и проведении этих геологических экспедиций.

В начале XIX в. благодаря исследованиям В. Смита в Англии, Ж. Кювье и А. Броньяра во Франции в геологии произошел настоящий переворот. В. Смит впервые показал, что в слоях, последовательно налегающих друг на друга, заключены ископаемые организмы, которые характерны только для данных слоев. Ж. Кювье и А. Броньяр изучали сообщества ископаемых организмов, а также их хронологическую последовательность. Таким образом, появилась возможность изучения стратиграфической последовательности накопления слоев. Уже в 30-х годах XIX в. стратиграфический и палеонтологический методы начали использоваться в геологической практике и стало возможным составление геологических карт по возрастному принципу, а не по вещественному составу пород. Началось по существу создание современной стратиграфической шкалы и выделение стратотипов систем.

В середине 30-х годов становится очевидным, что наиболее важной формой обобщения геологических материалов является геологическая карта. Академик Г. П. Гельмерсен, будучи руководителем Горного ведомства, прилагает много усилий для составления первой сводной геологической карты России. Русское правительство пригласило в 1835 г. заняться этой работой крупных английских ученых — Р. Мурчисона и Э. Вернейля, которые при участии молодых русских геологов А. А. Кайзерлинга и Н. И. Кошкарлова в 1840 г. начали экспедиционные работы в европейской части России, на Урале и в Прикаспии. Результатом этих исследований явилась крупная монография, опубликованная сначала в Лондоне, а затем и в русском переводе в «Горном журнале» — «Описание геологического строения Европейской России и хребта Уральского», сопровождавшаяся геологической картой масштаба 150 верст в 1 дюйме. Эта карта была намного точнее более ранней карты Г. П. Гельмерсена.

Начало планомерного геологического изучения России было также положено образованием геологических школ при университетах — Московском, Петербургском, Казанском, Харьковском. Большое внимание геологическим исследованиям уделяло и Географическое общество, созданное в 1845 г. Достаточно вспомнить экспедиции П. П. Семенова-Тянь-Шанского в Среднюю Азию. Оказавшиеся в Сибирской ссылке после подавления восстания в Польше И. Д. Черский и А. Л. Чекановский провели очень интересные и важные экспедиции в Верхоянье, Байкальском округе и других районах Сибири. Отмена крепостного права в 1861 г. способствовала быстрому развитию капитализма в России. Непрерывно возрастающая потребность в сырье являлась одним из главных стимулов развития геологических исследований.

В 60-х годах XIX в. на территориях Урала и Донецкого каменноугольного бассейна впервые начали систематически проводиться геологические съемки. В Донбассе все работы велись под руководством Г. П. Гельмерсена, которым были подсчитаны запасы каменного угля. В 1882 г. по представлению Г. П. Гельмерсена создается Геологический комитет, основной задачей которого была координация и производство геологической съемки в России. Объединив в первые годы

своего существования всего 15—20 геологов, Геологический комитет в дальнейшем вырос в мощную организацию, ведущую съемку в Европейской России, на Кавказе, Урале, Средней Азии и Сибири. Десятиверстная геологическая съемка (1:420 000), которой покрывалась Русская плита, являлась по существу сводной геологической работой, рассматривавшей различные вопросы стратиграфии, тектоники, литологии, петрографии и поисков полезных ископаемых. К числу выдающихся геологов, проводивших исследования в составе Геологического комитета, относятся его директора А. П. Карпинский и Ф. Н. Чернышев, а также А. А. Штукенберг, А. А. Краснопольский (Русская плита и Урал); В. А. Обручев (Сибирь, Центральная Азия); Г. Абих, А. П. Герасимов (Кавказ); И. В. Мушкетов, Г. Д. Романовский, В. Н. Вебер (Средняя Азия); А. П. Павлов (Европейская Россия); Н. И. Лебедев и Л. И. Лутугин (Донбасс); Н. И. Андрусов (юг Европейской России) и многие другие. Детальная геологическая съемка Донецкого бассейна, проведенная под руководством Л. И. Лутугина, — классический образец исследований такого рода, а созданная им стратиграфическая схема сохранила свое значение до наших дней. Очень важные работы были выполнены в малоизученных районах Средней Азии, Сибири, особенно вдоль строящейся Транссибирской железнодорожной магистрали.

В результате этих геологических исследований были созданы монографии, в которых описывалось геологическое строение различных регионов. Эти описания являются классическими и не потеряли своей ценности и в настоящее время. Крупнейшей такой работой, несомненно, была сводка А. П. Карпинского «Очерк физико-географических условий Европейской России и минувшие геологические периоды» (1887), в которой впервые развивалось учение о платформах. Под его же руководством была создана геологическая карта Европейской России в масштабе 1:25 520 000 (60 верст в 1 дюйме).

Несмотря на значительные и разносторонние исследования, проводившиеся Геологическим комитетом, к началу Октябрьской революции территория России оставалась все же плохо изученной. Геологической съемкой было охвачено только около 10% ее площади, а доля детальных съемок исчислялась первыми процентами. Огромные пространства Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока практически были белыми пятнами. Только редкие маршруты пересекали почти 90% территории России. В Геологическом комитете работало всего около 300 геологов, но ассигнования, отпускавшиеся на геологические исследования царским правительством, были в десятки раз меньше, чем в развитых капиталистических странах Европы и Северной Америки.

Что касается геофизических исследований, то они находились еще в «колыбели». Однако в конце XVIII в. уже была известна Курская магнитная аномалия, а в 20-х годах XIX в. проводились магнитные съемки в промышленных районах Урала и Кривого Рога. В начале XX столетия началась всеобщая магнитная съемка России. Кроме того, в отдельных местах европейской части России и Кавказа были проведены маятниковые наблюдения силы тяжести, а разработанный академиком Б. Б. Голицыным сейсмограф положил начало науке сейсмологии. В 90-х годах XIX в. А. П. Карпинский впервые попытался дать геологическое истолкование магнитным аномалиям Русской плиты. По существу этим и ограничивались геофизические работы в дореволюционный период. Все они были прерваны первой мировой войной.

После Великой Октябрьской социалистической революции перед страной встала задача превращения отсталой России в передовую промышленную державу. Для этого было необходимо обеспечить минераль-

ным сырьем развивающуюся индустрию. В первые же годы Советской власти началась реорганизация геологической службы, которую на первых порах возглавлял все тот же Геологический комитет. Уже в 1919 г. В. И. Ленин распорядился начать комплексное геолого-геофизическое изучение района Курской магнитной аномалии. Был поставлен вопрос об освоении Подмосквовного угольного бассейна, а в 1922 г. впервые составлена и издана геологическая карта Средней Азии, показавшая очень слабую степень изученности этого региона.

Необходимость быстрейшего развития промышленности привела к тому, что многие отрасли стали обзаводиться собственными геологическими службами, так как Геологический комитет уже не справлялся с резко возросшим объемом работ. Такие самостоятельные службы в первую очередь были созданы в нефтяной и угольной промышленности, черной и цветной металлургии, промышленности редких металлов, золоторудной и многих других. Помимо непосредственных поисков и разведок месторождений полезных ископаемых эти организации проводили огромную геологическую работу по стратиграфии, литологии, тектонике и т. д.

В первые пятилетки быстро осваивались наиболее перспективные с точки зрения полезных ископаемых районы, где изучались и доразведывались старые и открывались новые месторождения. К таким районам относились Кольский полуостров, Приуралье, Урал, угольные бассейны Караганды, Печоры, Челябинска и другие, Волго-Уральская область, Казахстан, Восточная Сибирь и Средняя Азия. Обобщение многочисленных материалов позволило в 1937 г. к XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Москве, издать первую сводную геологическую карту территории СССР масштаба 1:5 000 000, на которой еще существовали белые пятна на севере и северо-востоке Сибири. Через три года была издана новая, уже более детальная карта в масштабе 1:2 500 000. Эти карты отразили значительные успехи региональной геологии в СССР. К 1941 г. геологическими съемками разных масштабов было покрыто более половины площади СССР. В предвоенные годы создаются крупные теоретические обобщения по геологии СССР, среди которых в первую очередь следует отметить работы А. Д. Архангельского, В. А. Обручева, Н. С. Шатского и др. Особенно много было сделано А. Д. Архангельским.

Начиная с 20-х годов быстро прогрессируют и региональные геофизические исследования, сначала для поисков и разведки месторождений, а затем и для изучения геологического строения целых регионов, причем довольно скоро наметился переход к комплексным исследованиям. Кроме гравиметрических и магнитометрических работ в практику внедряются электрометрические работы — профилирование, зондирование, а также сейсмометрические — МПВ (метод преломленных волн) и МОВ (метод отраженных волн). Важно подчеркнуть, что данные региональных геофизических работ используются для решения геологических задач. В этом направлении наиболее интересны исследования А. Д. Архангельского, в частности интерпретация данных Генеральной магнитной съемки (ГМС) территории СССР, начатой в 1930 г., в результате которой были высказаны соображения о строении фундамента Русской плиты, а также интерпретация гравиметрических (маятниковых) работ. Как подчеркивает известный советский геофизик А. А. Борисов, несмотря на видимые успехи, эффективность геофизических исследований в предвоенные годы была очень низкой главным образом из-за плохого качества геофизической техники.

Большая Отечественная война поставила геологическую службу

страны на рельсы конкретных, узких задач, решение которых было необходимо для промышленности, работающей на нужды фронта. Размах работ был огромный, но весьма специфический. В середине 40-х годов геологические и геофизические исследования начали быстро изменяться в количественном и качественном отношении. Созданный перед войной Комитет по делам геологии преобразуется в общесоюзное Министерство геологии, взявшее в свои руки планирование, руководство и координацию всех геологических работ, ранее выполнявшихся ведомственными службами. Был разработан и принят план государственной геологической съемки в первую очередь слабоизученных территорий с широким применением аэрофотоматериалов, что позволило сделать большой шаг вперед. Одновременно реализовался план по региональным геофизическим исследованиям и по опорному глубокому бурению. Следует подчеркнуть, что значительная часть всех видов работ была направлена на решение общегеологических задач, например опорное бурение, позволившее впервые высказать обоснованные представления о строении таких регионов, как Русская, Западно-Сибирская и Туранская плиты и т. д. Именно глубокие скважины позволили установить наличие резко расчлененного фундамента у Русской плиты. В настоящее время для всей площади СССР составлена карта масштаба 1:1 000 000, близка к завершению съемка в масштабе 1:200 000, а для основных перспективных районов и 1:50 000. Колоссальное развитие геологосъемочных работ ознаменовало собой качественный скачок в геологическом изучении СССР. Накопленный материал нуждался в обобщении, требовал проведения обширных научно-исследовательских работ, региональных исследований.

В 60-е годы составляются и издаются новые геологические и тектонические карты СССР разных масштабов, а кроме того, и разнообразные специальные карты: геоморфологические, новейшей тектоники, геофизические, гидрогеологические, гидрохимические и т. д. Создаются геологические карты отдельных регионов: Урала, Кавказа, Восточной Сибири, Северо-Востока, Забайкалья и многих других. Советские геологи участвуют в создании ряда международных геологических и тектонических карт, руководя этими работами. Например, в 1964 г. была опубликована Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000 под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова. Успехи регионального изучения СССР отражаются в изданиях многотомной «Геологии СССР» и в других многочисленных монографиях, в том числе «Тектоника СССР», «Стратиграфия СССР», «Петрография СССР» и др.

На базе коренного перевооружения и новых методов исследования в послевоенные годы по существу была создана и новая геофизика. Особо нужно отметить прогресс в магнитометрии благодаря переходу от наземных к аэромагнитным съемкам, позволившим выявить глубинность магнитовозмущающих тел на больших пространствах. В электрометрии кроме усовершенствования старых методов (ВЭЗ, ДЭЗ и др.) были созданы новые, базирующиеся на изучении естественных электрических полей: ТТ — теллурических токов, МТЗ и МТП — магнитотеллурического зондирования и профилирования, что позволило значительно увеличить глубинность электроразведки. В сейсмометрии появился такой мощный метод глубинного изучения земной коры, как ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), который при совместном применении с МОВ (метод отраженных волн) и КМПВ (корреляционный метод преломленных волн) позволил «просвечивать» земную кору на всю ее глубину, захватывая даже верхнюю мантию. Благодаря всем этим

успехам прежде всего возросла глубинность геофизических исследований и появилась возможность использовать в комплексе различные геофизические методы, дополняющие друг друга.

Современная кондиционная геологическая съемка — это комплекс разнообразных и сложных методов исследований, не идущий ни в какое сравнение, например, с довоенной геологической съемкой. В настоящее время хорошо изучены и такие закрытые территории, как Западно-Сибирская, Туранская, Скифская плиты. Геологическая служба насчитывает ныне десятки тысяч специалистов с высшим образованием. Широким фронтом ведутся и научно-исследовательские работы, осуществляемые многочисленными академическими и отраслевыми институтами, университетами, специальными экспедициями. Региональные исследования проводятся такими темпами, что буквально каждый день поступает огромная новая информация, которую часто не успевают обрабатывать. И все это в конечном счете делается ради одной важнейшей цели: обеспечения и развития минерально-сырьевой базы СССР, прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых на закрытых территориях, в пределах акваторий морей и океанов, а также на глубинах, значительно превышающих ныне освоенные.

### Глава 3. Строение земной коры

О глубинном строении нашей планеты мы знаем не очень много. Ни одна из самых глубоких скважин на земном шаре не проникла глубже 15 км. Основываясь только на геофизических данных, косвенным путем можно судить о строении глубоких недр Земли. Главным методом изучения глубинного строения земной коры является сейсмометрический метод, который базируется на прослеживании и сопоставлении преломленных, отраженных и рефрагированных сейсмических волн. Величина скорости волн зависит главным образом от состава пород. Она закономерно возрастает от терригенных пород к карбонатным, метаморфическим, магматогенным, а в последних — от кислых к основным и ультраосновным. Однако скорости продольных сейсмических волн могут значительно колебаться даже в одинаковых по составу породах, что сильно затрудняет расшифровку геологической природы сейсмических горизонтов. Такие колебания скоростей вызываются различными причинами, и в первую очередь изменением плотности пород под влиянием нагрузки вышележащих толщ, а также характера их состава, структуры и степени метаморфизма и термодинамическими условиями. Несмотря на многочисленные трудности, за последние десятилетия достигнут огромный прогресс в деле познания глубинного строения земной коры, начиная с 30-х годов сейсмологическими исследованиями, а затем и специальными методами, в частности разработанным в Советском Союзе академиком Г. А. Гамбурцевым методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Как известно, земная кора мощностью в первые десятки километров представляет собой лишь тончайшую пленку на поверхности Земли. В 1909 г. югославский геофизик Мохоровичич установил, что сейсмические волны на некоторой глубине от поверхности Земли скачкообразно увеличивают свою скорость. Поверхность раздела, вдоль которой происходит это явление, впоследствии получила название поверхности Мохоровичича (поверхность Мохо или М). Именно она служит границей между земной корой и подкорковым субстратом — верхней мантией, которая простирается до глубины 2900 км. Иногда ее разделяют на

верхнюю (900 км) и нижнюю (2000 км). Подобное разделение основано на некотором замедлении распространения сейсмических волн на глубинах около 900 км. Глубже 2900 км располагается ядро, которое подразделяется на внешнее (2900—5100 км) и внутреннее (глубже 5100 км).

Некоторые сведения о строении коры можно получить непосредственно из геологических наблюдений, а также из результатов глубокого бурения. Однако большая часть земной коры известна нам по геофизическим материалам, среди которых кроме гравиметрических, магнитометрических и электрометрических важную роль играют данные сейсмометрии. К сожалению, не всегда эти материалы допускают однозначную интерпретацию, что привело к представлению о различных моделях строения земной коры. Несмотря на то что общепринятой модели не существует, большинство геофизиков и геологов склоняется в настоящее время к представлению о слоисто-блоковой структуре земной коры, в которой как изменение физических свойств, так и увеличение скоростей продольных сейсмических волн должно происходить скачкообразно. По поводу количества слоев и их качественной характеристики нет единой точки зрения, в связи с чем существуют двух-, трех- и многослойные модели строения земной коры. Наиболее распространенной является трехслойная модель, в которой выделяются «осадочный», или «осадочно-вулканогенный», «гранитно-метаморфический» и «базальтовый» слои. Названия этих слоев не случайно взяты в кавычки, так как они в значительной степени условны.

**«Осадочно-вулканогенный» слой** — самый верхний слой земной коры, доступен прямым геологическим наблюдениям и характеризуется широким диапазоном плотностей и как следствие — значительной вариацией скоростей сейсмических волн от 1,5 до 5—6 км/с. Такая изменчивость имеет место как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях и обуславливается многими причинами, в частности составом и плотностью пород, степенью их дислоцированности и трещиноватости, структурным положением и т. д. В целом скорость прохождения волн возрастает с глубиной. Мощность «осадочно-вулканогенного» слоя может достигать 25 км в особенно глубоких впадинах.

**«Гранитно-метаморфический» слой** обладает плотностью пород от 2,57 до 2,80 г/см<sup>3</sup> и скоростями продольных сейсмических волн 5,4—6,6 км/с. Его поверхность, совпадающая в древних платформенных областях с поверхностью консолидированного фундамента, обуславливает возникновение преломленных и рефрагированных волн, что дает хорошую возможность изучать ее методом КМПВ (корреляционный метод преломленных волн). «Гранитно-метаморфический» слой своими верхними горизонтами обнажается в пределах щитов докембрийских платформ — Алданского, Балтийского, Украинского и других. В его строении кроме гранитоидных широко участвуют различные метаморфические породы, главным образом гнейсы, кристаллические сланцы и т. д. По существу этот слой представляет собой глубоко измененные, гранитизированные и частично переплавленные осадочные и магматические образования геосинклинальных областей, эволюция которых и приводит в конечном счете к формированию «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Как следует из приведенных выше физических параметров, этот слой неоднороден в вертикальном и горизонтальном направлениях, хотя общая тенденция заключается в увеличении как плотности, так и скорости продольных волн сверху вниз по разрезу. Ввиду крайней сложности строения «гранитно-метаморфического» слоя и неравномерной насыщенности его магматическими телами кислого, среднего,



а местами и основного состава в его нижних частях скорости волн могут достигать величин, характерных уже для нижележащего слоя.

**«Базальтовый» слой** отделяется от «гранитно-метаморфического» поверхностью Конрада (поверхностью К) и характеризуется средней плотностью  $2,9 \text{ г/см}^3$  и скоростями волн от  $6,7$  до  $7,6 \text{ км/с}$ . Поверхность Конрада обычно выражена неотчетливо. Скачок скоростей часто происходит в пределах некоторого слоя, обладающего толщиной в первые километры. В отличие от «гранитно-метаморфического» слоя, в «базальтовом» наблюдается большая однородность, меньшая степень дифференцированности по горизонтали и вертикали, хотя с глубиной плотность и скорость волн также увеличиваются. Из чего состоит «базальтовый» слой — неизвестно, но предполагается, что в его строении могут участвовать разнообразные базальты, габброиды, гранулиты и эклогиты.

**Подкорковый слой**, или верхняя часть верхней мантии, отделяется от «базальтового» слоя хорошо выраженной границей скачкообразного увеличения скорости волн от  $0,5$  до  $1,5 \text{ км/с}$ , известной как поверхность М. Скорости продольных сейсмических волн в подкорковом субстрате имеют величину  $8,0 \pm 0,2 \text{ км/с}$  и сохраняются в пределах значительных пространств земного шара независимо от глубины залегания поверхности М под различными структурными элементами. Сказанное не означает, однако, что поверхность М прослеживается всюду достаточно легко. Во многих случаях она проявляется весьма речетко, теряется, а глубже нее выявляются еще несколько сейсмических горизонтов. Существенный разброс граничных скоростей на разделе кора — мантия, а также внутри подкоркового субстрата свидетельствует о том, что в последнем, как и в земной коре, существует вертикальная и горизонтальная неоднородность. В пределах верхней мантии существует слой пониженных скоростей сейсмических волн и пониженной вязкости, предсказанный еще в начале XX в. Дж. Баррелом и позже установленный Б. Гутенбергом. Глубина залегания кровли этого слоя — астеносферы — колеблется от  $100 \text{ км}$  под континентами до  $65 \text{ км}$  под океанами. Слой Земли, расположенный выше астеносферы, включающий и земную кору, получил название литосферы.

Таким образом, несмотря на всю условность выделения, в земной коре существует ряд слоев, обладающих различной мощностью и отделяющихся друг от друга определенными граничными поверхностями. Поведение этих поверхностей (Конрада, Мохоровичича и ряда других, промежуточных) характеризуется в общем очень пологим, почти горизонтальным залеганием, резко нарушенным в отдельных местах. Существенные разногласия наблюдаются при интерпретации природы сейсмических границ. С одной стороны, существует тенденция придавать им вполне конкретный геологический, структурный или даже стратиграфический смысл, как это делают, например, А. В. Пейве, Ю. Н. Годин, И. А. Резанов и ряд других исследователей. С другой стороны, сейсмические границы рассматриваются не как стратиграфические, а лишь как отображающие превращение вещества земной коры (А. А. Борисов, Э. Э. Фотиади, Ю. В. Ризниченко, И. П. Косминская). Для объяснения привлекаются различные процессы, в частности гранитизация, фазовые переходы, базификация и т. д. Окончательное решение этой проблемы в настоящее время еще невозможно.

#### Земная кора континентов

В пределах континентов в строении земной коры участвуют все три слоя: осадочный, или осадочно-вулканогенный, гранитно-метаморфиче-

ский и базальтовый (рис. 1). Общая мощность земной коры колеблется в значительных пределах: от  $23$ — $25$  до  $60$ — $70 \text{ км}$ ; колебания зависят от характера геологического строения регионов.

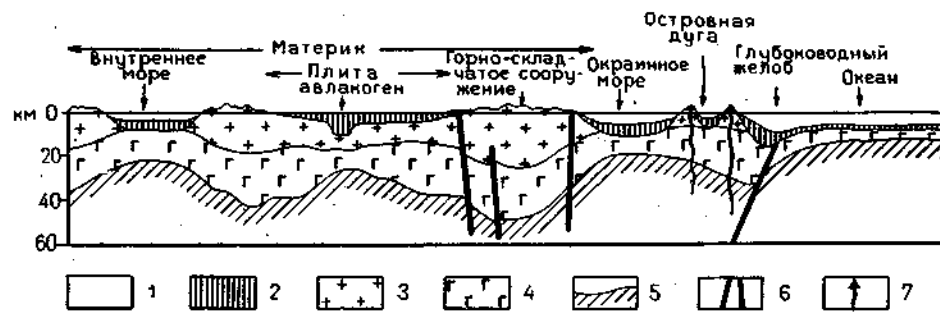


Рис. 1. Схема строения земной коры:  
1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — поверхность М и верхняя мантия; 6 — разломы; 7 — действующие вулканы

По данным И. П. Косминской и Н. А. Беляевского, толщина земной коры в целом закономерно изменяется от древних платформ и каледонских складчатых сооружений к более молодым. Так, в первых из них мощность консолидированной коры составляет  $25$ — $35 \text{ км}$ , под герцинскими сооружениями —  $38$ — $42 \text{ км}$ , а под альпийскими —  $50$ — $75 \text{ км}$ . Эти цифры, конечно, весьма приблизительны, но, по-видимому, отражают некоторую зависимость между высотой рельефа и мощностью земной коры. Подобная зависимость была сформулирована уже давно в виде учения об изостазии, которое предполагало обязательное утолщение коры там, где имелись высокие горы. Иными словами, чем толще кора, тем на большую глубину она должна прогибаться. Следовательно, высокогорные сооружения должны иметь «корни», которые в  $5$ — $6$  раз больше самих гор. Действительно, такие «корни» в горных сооружениях наблюдаются, но известны и многочисленные отклонения от этого правила, например Копетдаг и Курильская островная дуга совсем не имеют «корней». В ряде случаев тектонические поднятия происходят против изостатических сил.

Реальная картина строения коры на континентах, как мы увидим в дальнейшем, оказывается весьма сложной. Меняется не только толщина земной коры, но и соотношение между «гранитно-метаморфическим» и «базальтовым» слоями, которое может быть разным в зонах повышенной мощности коры. В одних случаях резко утолщается «базальтовый» слой, особенно в областях новейшей активизации тектонических движений, в других — «гранитно-метаморфический», например в альпийских складчатых сооружениях. Также по-разному ведут себя и поверхности К и М. Иногда они изгибаются параллельно друг другу, а местами подъему поверхности М соответствует прогиб поверхности К. Областям, испытывающим поднятие, обычно отвечает более мощная кора, чем областям, подвергающимся опусканиям, причем в первом случае в верхней мантии под утолщенной корой наблюдается относительное уменьшение плотности. В то же время в основании коры под зонами поднятий фиксируются более низкие скорости сейсмических волн.

## Строение земной коры океанов

Океаническое дно и его глубинное строение известны нам в основном по геофизическим данным. Обобщение многочисленных геологических и геофизических материалов в последнее время было сделано В. В. Белоусовым (1968). По геофизическим данным в океанической земной коре обычно выделяются три слоя.

**Первый слой** (сверху вниз) представлен сравнительно маломощными осадками, в которых скорость продольных сейсмических волн колеблется от 2 до 4 км/с. В глубоких частях океана этот слой имеет мощность от 0,5 до 1—1,5 км и залегает практически горизонтально. Лишь очень редко наблюдаются пологие структуры.

**Второй слой** характеризуется скоростями волн от 4 до 6,4 км/с, обладает различной мощностью порядка 1—2 км, но фиксируется не везде. Наиболее правдоподобным является предположение о том, что второй слой складывается вулканогенными породами, в частности базальтовыми лавами, чередующимися с уплотненными осадочными образованиями.

**Третий слой**, являющийся наиболее широко распространенным, обладает скоростями продольных волн от 6,4 до 7,0 км/с и в среднем имеет мощность порядка 5 км, хотя местами она может увеличиваться или уменьшаться. Следует подчеркнуть постоянство пластовых скоростей и мощностей для третьего слоя, слагающего основную часть океанической коры. О составе этого слоя нет единого мнения, но наиболее правдоподобное предположение заключается в признании его магматогенной природы. Он может состоять из основных пород типа габбро, насыщенных ультраосновными телами. Глубже третьего слоя наблюдается резкий скачок скоростей, соответствующий поверхности М. Скорости 8,2—8,3 км/с характеризуют уже подкорковый слой — верхи верхней мантии. В настоящее время имеются данные, свидетельствующие о некотором различии в характере верхней мантии под континентами и океанами. В последних плотность вещества верхней мантии с глубиной увеличивается быстрее, а кроме того, выявляется большая степень ее неоднородности.

### Строение земной коры в зонах перехода от континента к океану и во внутренних морях

Кроме континентальной коры и океанической наблюдаются и переходные типы строения коры, намеченные В. В. Белоусовым. В первом наиболее простом случае, когда океаническое дно через континентальный склон и шельф переходит в материк, в этом же направлении происходит резкое утолщение земной коры за счет появления «гранитно-метаморфического» слоя, а третий слой океанической коры как бы сменяется «базальтовым» слоем континента. Подобный переход осуществляется на коротком расстоянии (150—250 км).

Во втором случае на границе материка и океана располагается глубоководный желоб, примыкающий либо к материку, либо к островной дуге. На внешнем, обращенном к океану борту желоба кора типично океаническая. Она резко увеличивается в мощности в пределах внутреннего борта за счет раздува «базальтового» слоя и прогибания поверхности М. Далее, еще ближе к материку появляется и «гранитно-метаморфический» слой.

В несколько более сложном случае, например в окраинных морях на Дальнем Востоке СССР, наблюдаются типы строения земной коры,

которые И. П. Косминская называет субконтинентальным и субокеаническим. К первому типу относится кора, в принципе обладающая континентальным характером, т. е. наличием «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев, но в целом с уменьшенной мощностью (18—25 км) и очень плохо выраженной поверхностью Конрада. Такое строение имеет, например, земная кора Охотского моря. Ко второму типу относится земная кора, в строении которой участвует «базальтовый» слой повышенной мощности, непосредственно перекрываемый осадками. При этом в верхней и средней частях слоя наблюдаются скорости продольных волн около 6,3 км/с, являющиеся как бы «промежуточными» между типичными «гранитными» и «базальтовыми» скоростями. Подобным строением земной коры обладает Южно-Курильская котловина и Курильская островная дуга, Южно-Охотская котловина и другие. Субокеанический тип земной коры установлен в Черном море и в южной ванне Каспийского моря, где мощные осадочные толщи (14—20 км) залегают прямо на «базальтовом» слое.

## Глава 4. Периодизация геологической истории

Как известно, одной из важных закономерностей истории развития земной коры в области материков является нарастание ее общей стабилизации, что выражается в расширении малоподвижных платформенных областей за счет «припаивания» к ним районов более молодой складчатости и сокращения подвижных зон земной коры — геосинклиналей. Эволюция геосинклиналей в конце концов приводит к инверсии тектонического режима, к прекращению прогибания, складкообразованию, поднятию и консолидации. Уже давно установлено, что процессы складкообразования происходили практически непрерывно в течение всего известного нам геологического времени. Однако в определенные эпохи они усиливались и приводили к отмиранию геосинклиналей на больших пространствах земного шара. Эти общие переломные моменты в истории развития земной коры получили названия эпох складчатости. Их выделение в докембрии сопряжено с большими трудностями, и в настоящее время не существует общепризнанной периодизации эпох складчатости для докембрийского времени. Однако несомненно, что важные тектонические перестройки происходили на рубежах архея и раннего протерозоя (беломорская складчатость), раннего и среднего протерозоя (карельская складчатость), позднего протерозоя и кембрия (байкальская складчатость).

Гораздо объективнее и легче такую периодизацию провести для фанерозоя, в котором достаточно обоснованно выделяются четыре крупных этапа развития: каледонский, герцинский, мезозойский и альпийский, заканчивающиеся соответствующими эпохами складчатости. Однако вряд ли правильным будет считать, что эпоха складчатости наступает в геологическом смысле почти мгновенно и приводит к резкому усилению тектонических движений и деформаций толщ, до этих пор не подвергавшихся никаким дислокациям. Об этом очень хорошо сказал Н. П. Херасков: «Темп роста деформаций несомненно неравномерен и изменчив в разных частях одной и той же геосинклинальной системы и в геосинклинальных системах различного возраста... Возможно, что в стадию замыкания скорость роста деформаций несколько увеличивается, однако не настолько, чтобы можно было говорить об «эпохе главной складчатости» и рассматривать все дислокации, возникшие до этого, как предварительные и незначительные». Очевидно, что почти

Основные геохронологические подразделения

Эон	Эра	Подэра, период, нижняя граница, млн. лет	Длительность, млн. лет	Основные эпохи и фазы складчатости	
Фанерозойский	Кайнозойская 67—70 млн. лет	Четвертичный — 1,5±0,5	1,5	Альпийская	
		Неогеновый — 25±1	25		
		Палеогеновый — 67±3	41		
	Мезозойская 165—170 млн. лет	Меловой — 137±5	70	Мезозойская	
		Юрский — 195±5	55—58		
		Триасовый — 230±10	40—45		
	Палеозойская 310—385 млн. лет	Пермский — 285±10	45	Герцинская	
		Каменноугольный — 350±10	65—70		
		Девонский — 405±10	55—60	Каледонская	
		Силурийский — 440±15	30—35		
		Ордовикский — 500±15	60—70		
		Кембрийский — 570±30	70—80		Салаирская
	Криптозойский	Протерозойская	Вендский (терминальный рифей) — 680±20		Байкальская
			Рифейский (поздний) — 1000±50		
			Рифейский (средний) — 1400±50		
Рифейский (ранний) — 1650±50			Карельская		
Средний — 1900±100					
Архейская	Ранний — 2700±100		Беломорская		
	Поздний — 3500				
		Ранний 4500?			

в любом комплексе геосинклинальных отложений существуют несогласия и перерывы, и структура комплекса усложняется постепенно. С учетом сказанного выше и нужно относиться к понятию «эпоха складчатости». В течение каждого этапа тектонического развития складкообразовательные процессы нарастают как бы постепенно, что фиксируется целым рядом более слабых относительно локальных фаз складчатости, и только в конце этапа проявляется наиболее энергичная завершающая складчатость, приводящая уже к окончательной стабилизации региона, отмиранию в его пределах геосинклинального режима и превращению его в складчатую область. Иногда, наоборот, первая фаза бывает самая сильная.

Несмотря на указанные аспекты этой проблемы, нужно подчеркнуть, что эпоха складчатости, конечно, меньше по продолжительности, чем тектонический этап. Например, каледонский этап развития охватывает кембрий (а часто и венд), ордовик и силур, а каледонская складчатость обычно приходится на вторую половину силура.

Не следует думать, что во всех районах земного шара основные эпохи складчатости проявлялись строго одновременно. В одних местах они могли начинаться раньше, в других — позже. Их окончание также разновременно.

В отдельные моменты геологической истории уже консолидированные области земной коры вдруг начинали испытывать резкую активизацию тектонических движений, раздробление, опускание и возобновление мощного геосинклинального осадконакопления. Или, наоборот, происходило усиленное горообразование, как, например, в районе современного Тянь-Шаня.

Так же, как в стабилизированных областях, происходит активизация тектонических движений, в подвижных, геосинклинальных областях временами имеет место выравнивание тектонических условий, некоторая стабилизация, затем вновь сменяющаяся усиленным дифференцированным прогибанием.

Несмотря на все частные случаи отклонений в тектонической истории Земли, наблюдается достаточно четкая ее периодизация, особенно в фанерозое (табл. 1). Для докембрийского времени она еще слабо разработана и является весьма приблизительной. В какой-то степени это связано с точностью определения абсолютного возраста пород, которая может для докембрия составлять ±100 млн. лет, т. е. почти половину или больше времени тектонических эпох фанерозоя.

## Глава 5. Тектоническое районирование СССР

Любой курс региональной геологии предполагает описание геологического строения какой-либо территории, определенным образом районированной. Критерии, положенные в основу такого районирования, могут быть различными. Общепринятый и широко распространенный способ выделения крупных естественных геологических регионов — районирование по возрасту главной или завершающей складчатости, после которой данный район уже не испытывает геосинклинального развития. Принципы, положенные в основу этого районирования, были намечены работами таких известных ученых, как Э. Зюсс, Э. Арган, и в дальнейшем разработаны А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, А. А. Богдановым и многими другими геологами. Этот способ удобен при анализе больших территорий в сравнительно мелком масштабе. Следует подчеркнуть, что крупные складчатые единицы, выделенные по

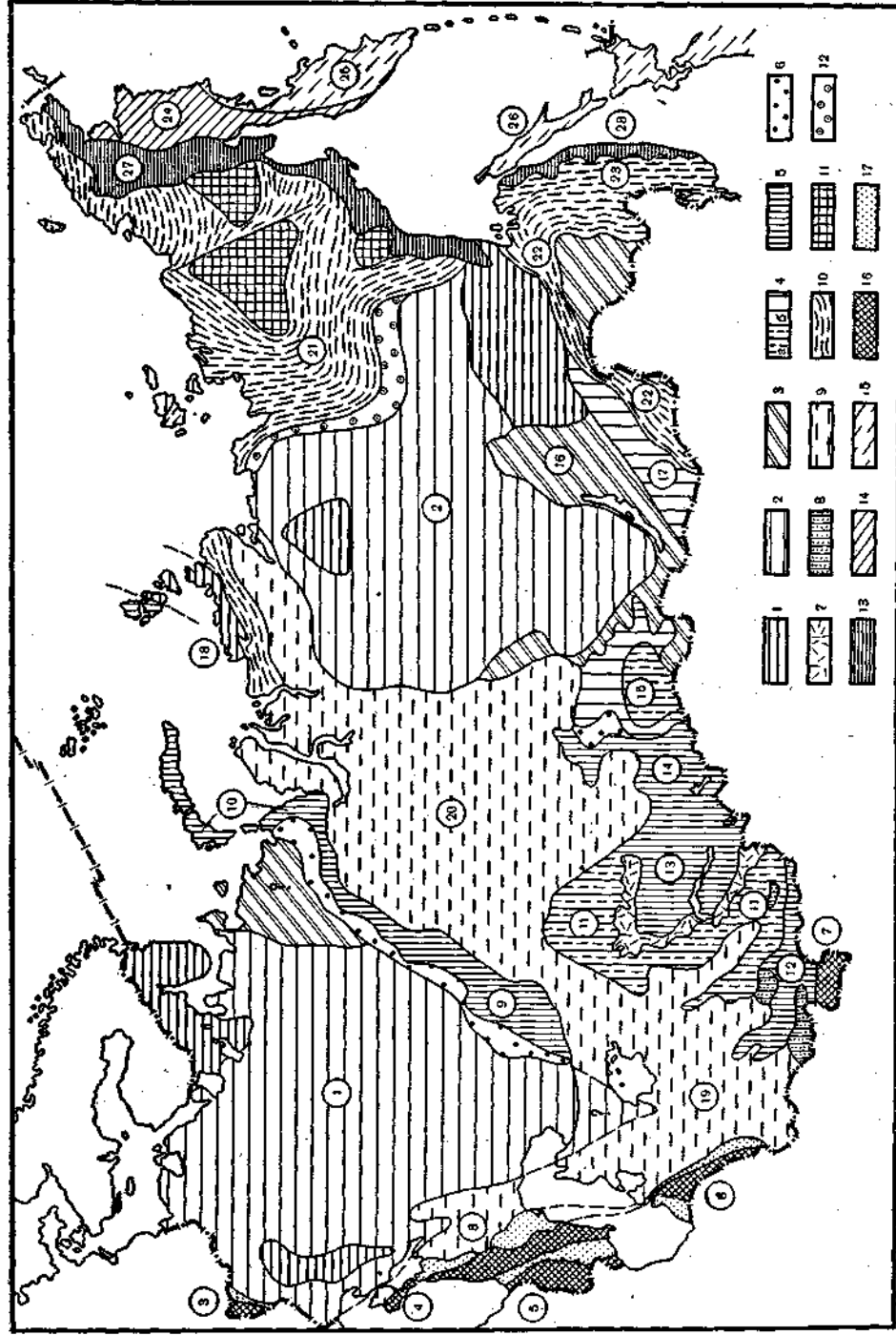


Рис. 2. Схема тектонического районирования СССР:

Области дорифейской (довернепротерозойской) складчатости: 1 — складчатый комплекс на поверхности; 2 — складчатый комплекс, перекрывающий чехлом более молодых отложений. Урал-Монгольский пояс, складчатые области: 3 — байкальские, 4 — позднеларинские (а) и раннекаледонские (санктские) (б), 5 — герцинские, 6 — герцинские краевые прогибы, 7 — средне-верхнепалеозойские вулканские пояса, 8 — мезозойские и кайнозойские впадины. Урал-Монгольский пояс и внешняя часть Альпийско-Средиземноморского пояса: 9 — эпипалеозойские плиты, Тихоокеанский пояс: 10 — области мезозойской складчатости, 11 — дорифейские средние массивы, 12 — мезозойские краевые прогибы, 13 — мел-палеогеновые вулканские пояса, 14 — области позднемезозойской (ларинской) складчатости, 15 — области альпийской складчатости, 16 — области альпийской складчатости, 17 — альпийские красные и межгорные прогибы.

Цифры в кружках обозначают основные структуры: 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Сибирская платформа. Альпийско-Средиземноморский пояс. Складчатые области: 3 — Восточных Карпат, 4 — Горного Крыма, 5 — Кавказа, 6 — Копетдага, 7 — Памира; 8 — эпипалеозойская Скифская плита Урало-Монгольский пояс. Складчатые области: 9 — Урала, 10 — Пайхойско-Новоземельская, 11 — Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня, 12 — Южного Тянь-Шаня, 13 — Джунгаро-Балхашская, 14 — Алтайская, 15 — Саянская, 16 — Байкальская, 17 — Селенгино-Яблоновская, 18 — Таймырско-Новоземельская. Эпипалеозойские плиты: 19 — Туранская, 20 — Западно-Сибирская. Тихоокеанский пояс. Складчатые области: 21 — Верхне-Чукотская, 22 — Монголо-Охотская, 23 — Сихотэ-Алинская, 24 — Анадыро-Корякская, 25 — Олоторско-Камчатско-Курильская, 26 — Сахалинская. Вулканические пояса: 27 — Охотско-Чукотский, 28 — Сихотэ-Алинский

возрасту главных деформаций, прошли очень долгий и сложный путь развития, поэтому, как указывал Н. П. Херасков, «нельзя говорить об их возрасте в прямом смысле слова, т. е. как о сравнительно кратковременной эпохе возникновения». На это обстоятельство уже обращалось внимание в предыдущей главе.

Применяя критерий возраста главной складчатости, на территории СССР могут быть выделены следующие складчатые области: архейские, доверне-или досреднепротерозойские (карельские), байкальские, каледонские, герцинские, мезозойские и кайнозойские. В последних выделяют альпийскую складчатость и кайнозойскую (тихоокеанскую) (рис. 2). Подобное обособление складчатых областей вполне объективно, так как учитывает важнейший качественный скачок — резкую смену характера тектонических движений, смену типа отложений, магматизма.

Необходимо ясно представлять, что эпохи завершающей складчатости и даже отдельные их фазы могут смещаться во времени в пределах разных, хотя и близко расположенных областей. Даже в пределах одной геосинклинальной области замыкание различных частей происходит не совсем одновременно. Поэтому часто используют такие понятия, как «ранние» и «поздние» байкалиды, каледониды, герциниды, мезозойды и т. д. Иногда они получают собственные наименования, например ранние каледониды называются салаирдами, поздние — ларимидами.

Как известно, в современной структуре материков могут быть выделены платформы и складчатые области. Фундаментом первых всегда являются глубоко метаморфизованные складчатые образования архея и в основном нижнего протерозоя, перекрываемые почти горизонтально лежащим чехлом иногда среднепротерозойских, а чаще — рифейских, вендских и фанерозойских отложений. Отдельные фрагменты этих древнейших складчатых

областей, иногда слабо, а чаще значительно переработанные, встречаются и в более молодых складчатых сооружениях, фиксируя собой тот фундамент, на котором закладывались геосинклинальные прогибы.

Платформы (кратоны) принадлежат к областям с дорифейской (досредне- или доверхнепротерозойской) консолидацией, и в их пределах выделяются участки, закрытые чехлом — плиты и лишённые такового — щиты. Под щитом обычно понимают не любой выступ складчатого фундамента, а только тот, который длительное время испытывал тенденцию к поднятию, не перекрывался или почти не перекрывался осадочным чехлом и обладает очень пологими склонами. Платформы окружены более молодыми складчатыми поясами, в которых складчатый комплекс либо обнажен на поверхности (складчатые области), либо перекрыт чехлом преимущественно мезозойских и кайнозойских отложений (молодые плиты).

На территории СССР располагаются две крупные эпикарельские платформы: Восточно-Европейская и Сибирская. Первая из них изучена лучше всего и является по существу тектонотипом подобных структур и почти полностью находится в пределах СССР. На значительном протяжении границы Восточно-Европейской платформы проводятся однозначно, но в северо-восточном, юго-восточном и западном ее углах вызывают споры, и для этих районов существует несколько вариантов границ. Сибирская платформа, особенно в части внутреннего строения фундамента и его рельефа, изучена пока хуже Восточно-Европейской. В отдельных местах, в частности на юге и на севере, проведение границ Сибирской платформы также вызывает разногласия.

Все пространство между Восточно-Европейской и Сибирской платформами занято различными по возрасту складчатыми сооружениями, образующими огромный пояс. На юге, в широтном направлении прослеживается Альпийско-Средиземноморский пояс, который попадает в пределы СССР только своей северной внешней частью. В центральном районе СССР находится Урало-Монгольский, или, как его иногда называют, Центрально-Азиатский пояс. На востоке СССР располагается северо-западная часть Тихоокеанского пояса. В каждом из этих поясов могут быть выделены области разновозрастной складчатости, а в первых двух — и молодые плиты.

Байкальские складчатые области наиболее ярко выражены по южному и юго-западному обрамлению Сибирской платформы, где в Западном Забайкалье находится их тектонотип, а также в пределах Восточных Саян и Енисейского кряжа. Возможно, что к байкалидам относятся Тиман и фундамент Печорской впадины. Отдельные фрагменты байкалид выступают на поверхность и в более молодых, палеозойских складчатых сооружениях.

Каледонские складчатые области шире всего распространены в южных районах Западной Сибири и в Средней Азии. С одной стороны, это огромный массив каледонской консолидации в пределах Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня, обрамленный более молодыми, герцинскими складчатыми сооружениями, а с другой — складчатые области Кузнецкого Алатау — Горной Шории — Западных и частично Восточных Саян. Раннепалеозойские (?) (салаирские) складчатые сооружения прослеживаются по южной границе СССР в Забайкалье, продолжаясь в пределы Северной Монголии, а также образуют южную «раму» Монголо-Охотской мезозойской складчатой области и на территории СССР попадают в виде Аргунского и Буреинского массивов. Западно-Европейская система каледонид, сформировавшаяся на месте Грампианской геосинклинали и охватывающая север Великобри-

тании и Скандинавии, прослеживается в пределы Шпицбергеа и в северо-западную часть Северной Земли. Каледонские складчатые области довольно тесно связаны с байкальскими и часто наследуют их структурный план. Они также характеризуются ярко выраженными ранними стадиями развития геосинклинали с мощным основным магматизмом, но явно недоразвитыми заключительными стадиями, отчасти растянутым орогенным этапом и отсутствием краевых прогибов.

Герцинские складчатые области образуют совместно с каледонскими и байкальскими грандиозный Урало-Монгольский пояс, располагающийся между Восточно-Европейской и Сибирской платформами. К герцинидам относятся складчатые сооружения Новой Земли, Вайгача, Пай-Хоя, Урала и Южного Тянь-Шаня. К востоку от эпикаледонского Казахского массива располагаются герциниды Джунгаро-Балхашской, Иртыш-Зайсанской и Алтайской областей. К последней на востоке примыкают герцинские складчатые сооружения Салаира, Томь-Кольванской зоны и Кузнецкий краевой прогиб. В пределы СССР попадает полное поперечное сечение Урало-Монгольского пояса. На огромных его пространствах складчатые сооружения перекрыты слабдеформированным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. Это Западно-Сибирская и Туранская эпипалеозойские плиты с гетерогенным фундаментом, состоящим из участков добайкальской (?), байкальской (?), каледонской и герцинской консолидации.

Другая полоса герцинских складчатых сооружений, перекрытых чехлом более молодых отложений, образует северную периферию Альпийско-Средиземноморского пояса юга СССР и узкой полосой Скифской плиты обрамляет Восточно-Европейскую платформу. К востоку от Каспийского моря продолжение этой же полосы герцинид слагает фундамент южной половины Туранской плиты, которая таким образом принадлежит двум поясам. Отличительной чертой герцинид Альпийско-Средиземноморского пояса является присутствие в них массивов байкальской (?) консолидации, занимающих почти 50% территории.

Особенностью герцинских складчатых сооружений является широкое развитие в них раннегеосинклинального вулканизма, мощного гранитоидного магматизма и орогенного вулканизма. В герцинидах более ярко по сравнению с каледонидами проявился орогенный этап. Восточнее и юго-восточнее Сибирской платформы располагается северо-западная часть гигантского Тихоокеанского пояса, отличающегося своим геологическим развитием от складчатых поясов, находящихся западнее Сибирской платформы.

Области мезозойской складчатости сформировались на гетерогенном фундаменте. В одних случаях они закладывались на палеозойских складчатых сооружениях, в других — на фрагментах древних, дорифейских платформ. На северо-востоке СССР располагается Верхояно-Чукотская область с Колымским, Омолонским, Охотским и Чукотским массивами, по-видимому, дорифейской консолидации. Юго-восточная часть СССР занята Сихотэ-Алинской областью. От этого основного «ствола» мезозоид далеко в глубь Центральной Азии отходит своеобразный «апофиз» — Монголо-Охотская складчатая область, в Восточном Забайкалье уходящая в Северную Монголию и там затухающая. О возрасте этой складчатой области нет единого мнения, и ряд исследователей относит ее к герцинидам с наложенными на них мезозойскими впадинами негеосинклинального типа. Важной особенностью мезозоид является широкое распространение в их пределах терригенных отложений и отчетливо выраженный ороген-

ный этап, сопровождаемый наземным вулканизмом, гранитоидным магматизмом, образованием многочисленных наложенных межгорных впадин и краевых прогибов. В противоположность этому начальные стадии развития мезозойских геосинклиналей как бы «недоразвиты», «смазаны». Мезозойды Верхояно-Чукотской области ограничены с востока протяженным меловым Охотско-Чукотским вулканическим поясом, резко несогласно срезающим мезозойские структуры и накладываемым на них и на срединные массивы. Складчатые сооружения Сихотэ-Алинской области отделяются от кайнозойских структур Сахалина Сихотэ-Алинским мел-палеогеновым вулканическим поясом.

**Области кайнозойской складчатости** располагаются на крайнем востоке СССР и занимают внутреннюю зону Тихоокеанского пояса. К ним относятся следующие области: Анадыро-Корякская, Олюторско-Камчатская, Курильская и Сахалинская. В первой из них завершающая складчатость, по существу позднемезозойская, имела место на рубеже позднего мела и палеогена (ларамиды). Примерно таким же возрастом складчатости обладает и Западная, а также возможно и Центральная Камчатка, в то время как Олюторский район и восточная часть Камчатки испытали, по-видимому, заключительную складчатость в плиоцене. Юго-восточная Камчатка и Курильская островная дуга, по-видимому, еще не закончили своего геосинклинального развития. Ряд геологов считает возможным относить эти районы к современной геосинклинали. Во внутренней зоне Тихоокеанского пояса происходит переход от континентальной земной коры к океанической. Эта смена имеет место в пределах западного борта глубоководного Курило-Камчатского желоба.

**Области альпийской складчатости** находятся на крайнем юге европейской части СССР и Средней Азии. Все они входят в состав Альпийско-Средиземноморского пояса, в пределах которого развиты участки и более древней складчатости — герцинской, а возможно и байкальской. Как уже отмечалось, герцинская область — Скифская плита — обрамляет узкой полосой с юга Восточно-Европейскую платформу, вдаваясь в нее складчатым сооружением Донбасса. Области альпийской складчатости представлены горными сооружениями Восточных Карпат, Горного Крыма, Кавказа и Копетдага. Памир сильно отличается историей геологического развития от других альпийских сооружений. Если большинство геосинклиналей перечисленных выше областей замкнулось в позднем палеогене и подверглось завершающей складчатости в неогене, то на Памире северные зоны испытали только герцинскую складчатость, а более южные — мезозойскую. Поэтому Памир не является областью типичных альпид. Следует подчеркнуть важную роль мезозойских тектонических движений в Альпийско-Средиземноморском поясе, происшедших на рубеже триаса — юры в Крыму, в Западном Предкавказье и на Памире, причем в последнем регионе существенные подвижки имели место и в середине раннего мела.

В Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе наблюдается сложная картина распределения антиклинорий и синклинорий, кулисообразно подставляющих друг друга, разобщенных срединными массивами и глубоководными впадинами морей, лишенными гранитно-метаморфического слоя и характеризующимися большой мощностью осадков. Чрезвычайно широко в этом поясе развиты протяженные глубинные разломы, очень ярко выражена орогенная стадия, сопровождаемая образованием краевых прогибов и межгорных впадин, выполненных мощными молассаами и вулканогенными отложениями. В пределы СССР

попадают преимущественно внешние зоны складчатого пояса, а более внутренние можно наблюдать лишь на Малом Кавказе.

Территория СССР располагается в пределах Атлантического и Тихоокеанского сегментов земной коры, различающихся своей геологической историей. Граница между этими сегментами проходит в меридиональном направлении примерно по середине Сибирской платформы. В Атлантическом сегменте отчетливо выделяются байкалиды, каледониды, герциниды и альпиды. В Тихоокеанском сегменте обособляются байкалиды, однако каледониды и герциниды не выделяются. Зато хорошо выражена мезозойская складчатость, сильно редуцированная в Атлантическом сегменте, и, наконец, кайнозойская (тихоокеанская). Рассматривая региональную геологию СССР, мы в дальнейшем будем придерживаться приведенного выше тектонического районирования, начав обзор регионов с Восточно-Европейской платформы, перейдем далее к Сибирской платформе и сравним особенности их геологической истории и структуры. Затем рассмотрим Урало-Монгольский, Альпийско-Средиземноморский и Тихоокеанский пояса.

ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Глава 6. Восточно-Европейская платформа

История выделения

В 1894 г. А. П. Карпинский впервые выделил Русскую плиту, понимая под этим термином значительную территорию Европы, характеризовавшуюся стабильностью тектонического режима в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Несколько раньше Эдуард Зюсс в своей знаменитой книге «Лик Земли» также выделил Русскую плиту и Скандинавский щит. В советской геологической литературе плиты и щиты стали считать составными единицами более крупных структурных элементов земной коры — платформ. В 20-х годах нашего века Г. Штилле для обозначения этой платформы употребил термин «Фенносарматия». Позднее А. Д. Архангельский ввел в литературу термин «Восточно-Европейская платформа», указывая, что в ее составе могут быть выделены щиты и плита (Русская). Это наименование быстро вошло в геологический обиход и отражено на последней Международной тектонической карте Европы.

Когда в конце прошлого века А. П. Карпинский впервые обобщил все геологические данные по Европейской России, на ее территории не было ни одной скважины, достигшей фундамента, да и мелкие скважины насчитывались единицами. После 1917 г. и особенно после Великой Отечественной войны геологическое изучение платформы пошло вперед стремительными темпами с использованием всех новейших методов геологии, геофизики и бурения. Достаточно сказать, что в настоящее время на территории европейской части СССР располагаются сотни скважин, вскрывшие фундамент платформы, а менее глубокие скважины насчитываются сотнями тысяч. Вся платформа охвачена гравиметрическими и магнитометрическими наблюдениями, а для многих районов имеются данные ГСЗ. Поэтому в настоящее время мы располагаем огромным фактическим геологическим материалом, в корне изменившим за последние 10—15 лет наши представления о строении фундамента, его поверхности и древнейших отложениях чехла.

Границы платформы

Границы Восточно-Европейской платформы чрезвычайно резкие и четкие (рис. 3). Для ее окраин не существует зон взаимопереходов, как это предполагал еще Н. А. Тегяев. Во многих местах она ограничена зонами глубинных разломов, которые Н. С. Шатский называл краевыми швами, или краевыми системами, отделяющими платформу от

обрамляющих ее складчатых сооружений. Для границ Восточно-Европейской платформы характерна прямолинейность на отрезках значительной протяженности. Однако не во всех местах границы платформы могут быть проведены однозначно, особенно там, где ее краевые участ-

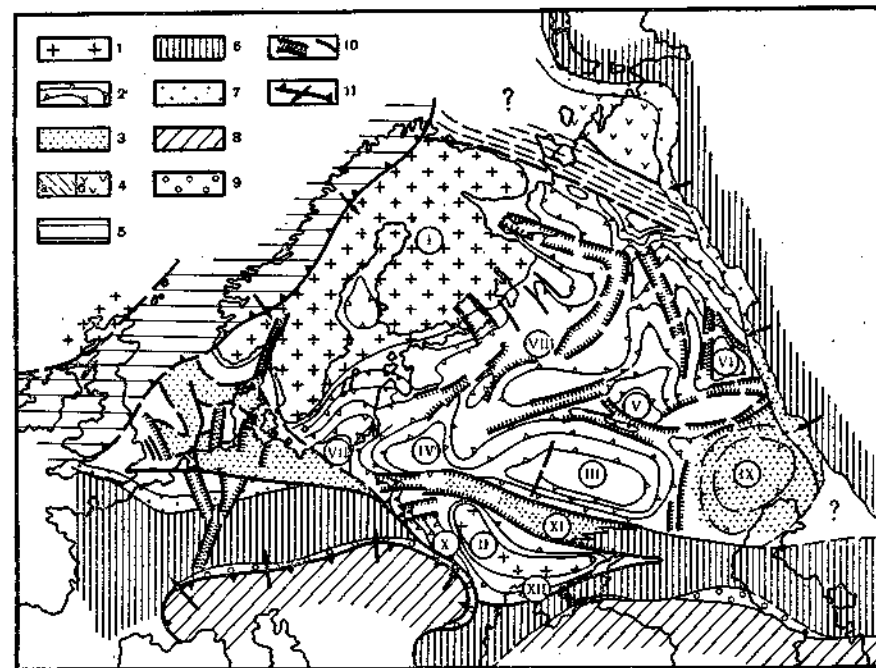


Рис. 3. Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы (по А. А. Богданову, с дополнениями):

1 — выступы на поверхность доорифейского фундамента (I — Балтийский и II — Украинский щиты); 2 — изогипсы поверхности фундамента (км), обрисовывающие главные структурные элементы Русской плиты (III — Воронежская и IV — Белорусская антеклизы; V — Татарский и VI — Токмовский своды Волго-Уральской антеклизы; VII — Польско-Литовская, VIII — Московская синеклизы и IX — Прикаспийская впадина, X — Приднестровский прогиб, XI — Днепровско-Донецкий прогиб, XII — Причерноморская впадина); 3 — области развития соляной тектоники; 4 — байкалиды; а — внешние и б — внутренние зоны; 5 — каледонииды; 6 — герциниды; 7 — герцинские краевые прогибы; 8 — альпиды; 9 — альпийские краевые прогибы; 10 — авлакогены; 11 — надвиги, покровы и направление надвигания масс пород

ки глубоко погружены и фундамент не вскрыт даже глубокими скважинами.

Наиболее уверенно, пожалуй, проводится восточная граница платформы, трассируемая под позднепалеозойским Предуральским краевым прогибом, начиная от Полюдова Камня, через Уфимское плато к выступу Каратау вплоть до междуречья рек Урал и Сакмара. Необходимо отметить, что герцинские складчатые сооружения западного склона Урала надвинуты в сторону восточного края платформы. К северу от Полюдова Камня граница платформы не может быть проведена однозначно. Первый вариант, к которому в настоящее время склоняется большинство геологов, предполагает поворот границы от Полюдова Камня к северо-западу, вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа,

далее к южной части п-ова Канин (западнее Чешской губы) и затем к п-ову Рыбачий, о. Кильдин и Варангер-фьорду. Данная трактовка северо-восточной границы предполагает, что Тиман, Печорская низменность и южная часть Баренцева моря относятся к области байкальской складчатости, т. е. в этом районе фундамент более молодой. Второй вариант проведения границы предусматривает продолжение ее от Полюдова Камня к северу, вдоль западного склона Северного и Полярного Урала (западнее гряды Чернышева). Далее граница испытывает резкий поворот к северо-западу в Баренцево море и прослеживается параллельно краю Пай-Хоя и Новой Земли. В таком понимании границы платформы мощные складчатые рифейские толщи Тимана тракуются как отложения внутриплатформенной структуры — авлакогена, — подвергнувшиеся сильной деформации. Нужно отметить, что подобное толкование тектонической природы Большеземельской тундры ведет свое начало с высказывания А. П. Карпинского (1919 г.), предполагавшего в этом районе наличие древнего жесткого массива, огибаемого складчатой системой Урала — Пай-Хоя.

В пользу первого варианта проведения границы заставляют склоняться геофизические данные, свидетельствующие, в частности, о продолжении структур рифейских толщ Северного и Полярного Урала, так называемых «доуралид», в северо-западном направлении в сторону Большеземельской тундры. Особенно хорошо это подчеркивается полосовыми магнитными аномалиями, резко отличающимися от мозаичных аномалий магнитного поля Русской плиты. Магнитный минимум, характеризующий рифейские сланцевые толщи Тимана, занимает и западную половину Печорской низменности, а восточная ее половина обладает уже другим, полосовым знакопеременным магнитным полем, сходным, по данным Р. А. Гафарова и А. К. Запольнова, с аномальным полем зон развития вулканогенно-осадочных рифейских толщ Северного и Полярного Урала. Ввиду того что ни одна глубокая скважина еще не вскрыла породы фундамента в этом районе, вопрос о его возрасте в настоящее время не может быть решен окончательно.

Начиная от Варангер-фьорда северо-западная граница платформы скрыта под надвинутыми на Балтийский щит каледонскими складчатыми сооружениями северной Скандинавии (см. рис. 3). Амплитуда надвига оценивается более чем в 100 км, так как породы автохтона вскрываются в ряде тектонических «окоп» в каледонидах. Примерно в районе г. Берген граница Восточно-Европейской платформы предположительно пересекает Северное море и достигает Бристольского залива на западном побережье Англии, где резко поворачивает к юго-востоку и через Лондон, Северные Нидерланды, район южнее Берлина достигает северных окраин Свентокшишских гор в Польше. Такое проведение западных границ платформы подробно рассмотрено в ряде работ А. А. Богданова и основано на данных бурения за последние 10—15 лет. Многочисленными скважинами в Дании и Южной Англии был вскрыт древний, якобы дорифейский фундамент. Однако необходимо отметить дискуссионность такой трактовки западной границы платформы, так как возраст фундамента в этом районе вызывает споры. Не исключен его байкальский возраст. Следует подчеркнуть, что в начале нашего века скандинавский геолог А. Торнквист наметил западную границу платформы по линии г. Берген — о. Борнхольм — Поморье — Куявский вал в Польше, вдоль которой существует ряд кулисообразных разрывов с резко опущенным юго-западным крылом. С тех пор эта граница получила название «линии Торнквиста». В последнее время ей придается несколько иной геологический смысл, как границе, отделяю-

щей глубоко погруженный юго-западный угол платформы от Балтийского щита.

От северной окраины Свентокшишских гор граница платформы прослеживается под Предкарпатским краевым прогибом до Добруджи в устье Дуная, где резко поворачивает к востоку и проходит южнее Одессы, через Сиваш и Азовское море — прерывается к востоку от Ейска, вновь появляясь в Калмыцких степях в связи с заходом в тело платформы складчатого сооружения Донбасса. Несмотря на общую прямолинейность границ платформы в Причерноморье, она сильно нарушена многочисленными поперечными разрывами. Далее граница проходит несколько южнее Астрахани, но восточнее ее проведение снова вызывает споры.

А. Д. Архангельский еще в 30-е годы предполагал, что складчатые цепи Южного Урала поворачивают на юго-запад, вдоль Южно-Эмбенского гравитационного максимума (глубокого прогиба) и простираются севернее п-ова Бузачи к западному побережью Каспийского моря. Такая точка зрения отражена и на последней Международной тектонической карте Европы. Однако есть и другое предположение, основанное на допущении присутствия дорифейского фундамента в так называемой Североустуртской глыбе, глубоко погруженной под чехол более молодых образований. Тогда граница платформы от Актюбинского Приуралья следует прямо к югу, вдоль западного побережья Аральского моря вплоть до Барсакельмесского прогиба, где почти под прямым углом поворачивает на запад вдоль Бухарского разлома. Существует также мнение, что в Североустуртской глыбе фундамент имеет байкальский возраст, т. е. в юго-восточном углу платформы возникает почти такая же ситуация, как и в западном, связанная с неопределенностью возраста складчатого фундамента, погруженного на значительную глубину.

Таким образом, Восточно-Европейская платформа похожа на гигантский треугольник, стороны которого близки к прямолинейным. Характерной особенностью платформы является наличие трех глубоко опущенных ее «углов», возраст фундамента которых неясен. Сравнительный анализ этих впадин был сделан недавно В. С. Журавлевым. С востока платформа ограничена герцинидами Урала; с северо-запада — каледонидами Скандинавии; с юга — преимущественно эпигерцинской Скифской плитой и только в районе Восточных Карпат к платформе вплотную примыкают складчатые цепи альпид.

#### Соотношение фундамента и чехла

Фундамент платформы сложен метаморфическими образованиями древнего архея, архея, нижнего и местами, возможно, среднего протерозоя, прорванными многочисленными и разнообразными по составу, но преимущественно гранитоидными интрузиями. Отложения верхнего протерозоя, в составе которого в настоящее время выделены рифей и венд, стратиграфический ранг которых еще не установлен, почти повсеместно относятся к платформенному чехлу. По мнению Б. М. Келлера и В. С. Соколова, к наиболее древним отложениям чехла Восточно-Европейской платформы принадлежат и среднепротерозойские образования, представленные полого залегающими толщами песчаников, кварцитов, туфопесчаников, глинистых сланцев и других пород, слагающих пологие прогибы, часто осложненные сбросами и приобретающие местами форму широких грабен. При таком понимании природы среднепротерозойских отложений восточной части Балтийского щита возраст



платформы, устанавливаемый по стратиграфическому положению древнейшего чехла, может быть определен как эпираннепротерозойский (эпикарельский). Однако в ряде мест отложения среднего протерозоя могут входить в состав фундамента. Во всяком случае этот вопрос еще нуждается в разработке. Области байкальской складчатости, таким образом, должны быть исключены из состава собственно Восточно-Европейской платформы. Однако это ясное положение практически наталкивается на значительные трудности, возникающие при попытке решения вопроса об отнесении рифейских отложений некоторых районов к платформенным или геосинклинальным образованиям. В то же время небольшие районы, обладающие байкальским складчатым фундаментом, по-видимому, должны включаться в состав Восточно-Европейской платформы, например район Печорской впадины. При этом следует учитывать, что ее палеозойская и более молодая геологическая история ничем не отличается от таковой других районов платформы. Только в этом случае представляется возможным небольшой участок или участки, испытавшие байкальскую складчатость и «спаявшиеся» с более древним фундаментом, отнести к Восточно-Европейской платформе. Области байкальской складчатости, которые в фанерозое развивались отлично от платформы и не перекрывались чехлом осадочных пород, не следует включать в состав платформы.

Древнейший чехол Восточно-Европейской платформы обладает некоторыми особенностями, отличающими его, как это будет показано ниже, от типичного платформенного чехла палеозойского возраста. В различных местах платформы возраст древнейшего чехла может быть разным. В истории формирования платформенного чехла выделяются две существенно различные стадии.

Первая стадия, как отмечают А. А. Богданов и Б. М. Келлер, отвечает, по-видимому, всему рифейскому и ранневендскому времени и характеризуется образованием глубоких и узких желобов или грабенообразных впадин — «авлакогенов», по терминологии Н. С. Шатского, выполненных слабо метаморфизованными, а иногда и дислоцированными рифейскими и нижневендскими отложениями. Возникновение узких впадин предопределялось сбросами, которые как бы «вырезали» их в теле фундамента платформы. Такой процесс сопровождался довольно энергичным, но локальным вулканизмом. А. А. Богданов предложил именовать эту стадию развития авлакогенной. Отложения, сформировавшиеся в это время, могут быть выделены в нижний этаж платформенного чехла.

Вторая стадия началась во второй половине венда и сопровождалась существенной тектонической перестройкой, выразившейся в отмирании авлакогенов и формировании обширных пологих впадин — синеклиз, развивавшихся на протяжении всего фанерозоя. Отложения этой второй стадии, которую в целом можно назвать плитной, образуют верхний этаж платформенного чехла.

#### Рельеф фундамента и современная структура платформы

В пределах Восточно-Европейской платформы как структуры 1-го порядка выделяются Балтийский и Украинский щиты и Русская плита. Балтийский щит с конца среднего протерозоя испытывал тенденцию к поднятию. Украинский щит в палеогене и неогене перекрывался маломощным платформенным чехлом. Рельеф фундамента Русской плиты чрезвычайно сильно расчленен, с размахом до 10 км, а местами и более (рис. 4). В Прикаспийской впадине глубина

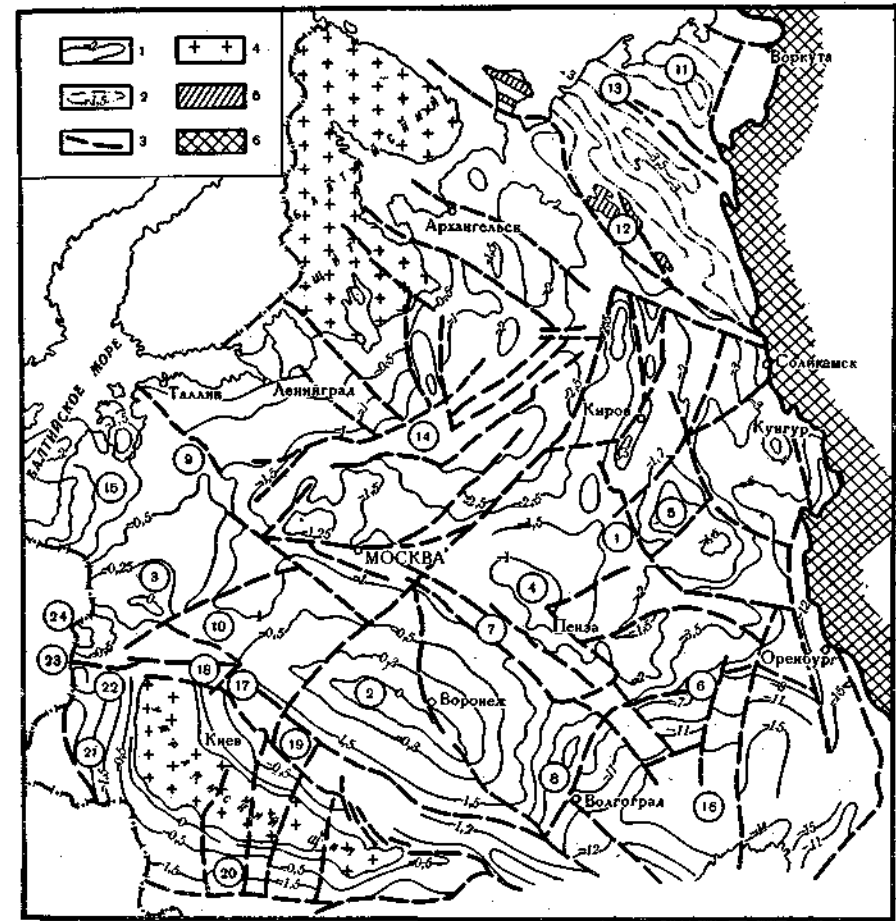


Рис. 4. Схематическая карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах СССР (по Н. В. Неволлину, В. Ф. Ртищеву и др., с дополнениями): 1 — изогипсы поверхности дорифейского фундамента, км; 2 — изогипсы поверхности байкальского фундамента, км; 3 — разломы. Выходы на поверхность пород: 4 — дорифейского возраста; 5 — рифейского возраста; 6 — герцинского комплекса. Цифры в кружках обозначают главные структуры (см. в тексте)

залегания фундамента оценивается в 20 или даже 25 км! Расчлененный характер рельефа поверхности фундамента придает многочисленные грабены-авлакогены; края которых образуют системы ступенчатых сбросов, кулисообразно подставляющих друг друга. Днища авлакогенов часто нарушены диагональными или ромбовидными сбросами, по которым происходили подвижки отдельных блоков с формированием горстов и более мелких вторичных грабенов. К таким грабенообразным впадинам — авлакогенам относятся на востоке платформы Серноводско-Абдулинский, Казанско-Сергиевский, Вятско-Камский; в центре — Пачелмский, Московский, Средне-Русский, Оршанско-Кресцовский; на севере — Беломорский, Приладожский; на западе — Львовский, Брестский и другие. Все эти грабены выражены только в структуре отложений нижнего этажа платформенного чехла.

В современной структуре Русской плиты выделяются протягивающиеся в широтном направлении три крупные и сложно построенные антеклизы: Волго-Уральская (1), Воронежская (2) и Белорусская (3) (см. рис. 4). Все они представляют собой приподнятые участки фундамента в виде сложных обширных сводов, нарушенных сбросами, по которым их отдельные части испытали различные по амплитуде перемещения. Мощность палеозойских и мезозойских отложений чехла в пределах антеклиз обычно составляет первые сотни метров. Наибольшей сложностью строения характеризуется Волго-Уральская антеклиза, состоящая из нескольких выступов фундамента — Токмовского (4) и Татарского (5) сводов, — разделенных впадинами (например, Мелекесской), выполненными средне- и верхнепалеозойскими отложениями. Антеклиза осложнена Вятским, Жигулевским, Камским, Окско-Цнинским валами, Бугурусланской, Туймазинской и другими флексурами. От Прикаспийской впадины Волго-Уральская антеклиза отделяется полой флексур, получивших название «зоны Прикаспийских дислокаций» (6).

Воронежская антеклиза обладает асимметричным профилем — с крутым юго-западным и очень пологим северо-восточным крыльями. От Волго-Уральской антеклизы она отделяется Пачелмским грабенообразным прогибом (7), открывающимся в Прикаспийскую впадину и в Московскую синеклизу. В районе Павловска и Богучар фундамент антеклизы обнажается на поверхности. На юго-востоке антеклиза осложнена Доно-Медведицким валом (8). Белорусская антеклиза, обладающая наименьшими размерами, соединяется с Балтийским щитом Латвийской (9), а с Воронежской антеклизой — Бобруйской седловинами (10).

Севернее широтной полосы антеклиз располагаются Печорская впадина (11), ограниченная Тиманским поднятием (12) с запада и еще недостаточно изученная. Глубина залегания фундамента во впадине достигает 8—10 км и выполнена она мощными толщами палеозойских и мезозойских отложений, осложненных в центральной части куполовидными поднятиями Печорской гряды (13).

Московская синеклиза (14) представляет собой плоскую, обширную блюдцеобразную впадину с наклонами на крыльях около 2—3 м на 1 км. Польско-Литовская синеклиза (15) обрамляется с востока Латвийской седловиной, а с юга — Белорусской антеклизой и прослеживается также в пределах акватории Балтийского моря. Местами она осложнена локальными поднятиями и впадинами.

Южнее полосы антеклиз располагается очень глубокая (до 20—22 км) Прикаспийская впадина (16), на севере и северо-западе четко ограниченная зонами флексур; сложный Днепровско-Донецкий грабенообразный прогиб, разделяющийся Черниговским выступом (17) на Припятский (18) и Днепровский (19) прогибы. С юга Днепровско-Донецкий прогиб ограничен Украинским щитом. Южнее Украинского щита находится Причерноморская впадина (20), сложенная отложениями позднего мезозоя и кайнозоя.

Западный склон Украинского щита, характеризовавшийся устойчивым прогибанием в палеозойское время, иногда выделяется в Приднестровский прогиб (21), на севере переходящий во Львовскую впадину (22). Последняя отделяется Ратненским выступом (23) фундамента от Брестской впадины (24), ограниченной с севера Белорусской антеклизой. Крупные и длительное

время развивавшиеся впадины в краевых частях платформы, такие, например, как Приднестровская на западе или Камско-Уфимская на востоке, иногда называются перикратонными прогибами, т. е. прогибами на краю платформы (кратона).

### Строение фундамента платформы

Архейские и протерозойские отложения, слагающие фундамент Восточно-Европейской платформы, представляют собой толщи первично-осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных серий пород, метаморфизованных в различной степени. Архейские и частично протерозойские образования характеризуются очень энергичной и специфической складчатостью, связанной с пластическим течением материала при высоких давлениях и температурах. Часто наблюдаются такие структуры, как гнейсовые купола, вертикальное расположение шарниров складок и т. д.

Фундамент платформы появляется на поверхности всего в двух районах: на Балтийском и Украинском щитах. Наши знания о строении фундамента Русской плиты базируются на результатах региональных геофизических исследований, прежде всего гравиметрических и магнитных, данных бурения и определения абсолютного возраста пород.

В пределах платформы как на обнаженных, так и на закрытых площадях устанавливается присутствие древнейших пород с абсолютным возрастом 2600 млн. лет и древнее (до 3500 млн. лет), относимых к архею и катархею и слагающих древнейшие глыбы, обрамляемые более молодыми, вулканогенно-осадочными метаморфизованными толщами, возраст которых ограничен интервалами от 2600 до 1750 млн. лет. Несмотря на то что стратиграфия архейских и протерозойских образований разрабатывается уже много десятилетий, еще остается много нерешенных вопросов. В частности, остро стоит проблема сопоставления и увязки местных стратиграфических схем докембрийских отложений, выработанных в различных районах платформы. Рассмотрим кратко строение фундамента платформы сначала на обнаженных, а затем и на закрытых участках.

**Выходы фундамента на поверхность.** Рельеф поверхности Балтийского щита довольно резко расчленен (до 0,3—0,4 км), но во многих местах щит закрыт покровом четвертичных отложений. Изучение докембрия Балтийского щита неразрывно связано с именами А. А. Полканова, Н. Г. Судовикова, Б. М. Куплетского, К. О. Кратца, С. А. Соколова, финских геологов В. Рамсея, П. Эскола, А. Симонена, шведских — Н. Х. Магнуссона и других. Украинский щит обнажен гораздо хуже, так как перекрыт чехлом палеогеновых и неогеновых отложений. Современные представления о строении докембрия Украины изложены главным образом в работах Н. П. Семененко, И. С. Усенко и многих других.

**Архейские образования** с возрастом древнее 2600 млн. лет образуют Беломорский массив (складчатый пояс беломорид) по западному берегу Белого моря и слагают складчатый фундамент карелид. Они представлены исключительно сильно метаморфизованными породами, главным образом различными гнейсами, гранито-гнейсами, плагиогнейсами, глиноземистыми и двуслюдяными гнейсами. Кроме того, встречаются амфиболовые и пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты, диопсидовые кальцифиры, которые первично представляли собой осадочные образования и вулканогенные толщи основного состава, с многочисленными силлами. Ультраметаморфизованные поро-

ды часто образуют купола с пологим, почти горизонтальным залеганием отложений в сводовой части и очень сложной складчатостью по краям (рис. 5). Возникновение таких структур возможно только на больших глубинах, когда вещество приобретает способность к пластическим деформациям и течению. Однако следует учитывать, что тепловой поток в архее был в несколько раз выше, чем ныне. Возможно,

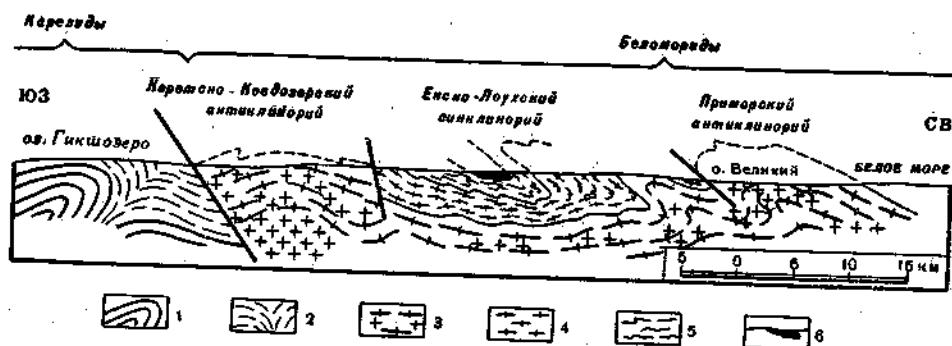


Рис. 5. Структурный профиль беломорид в районе Тикшозеро, о. Великий (по К. А. Шуркину):  
 Зона карелид: 1 — архейский фундамент; 2 — нижнепротерозойские образования.  
 Беломориды: 3 — биотитовые гранито-гнейсы, мигматиты и анатектиты; 4 — биотитовые гнейсы и амфиболиты; 5 — переслаивание кванцито-биотитовых, плагиобиотитовых и амфиболовых гнейсов; 6 — гиперглиноземистые гнейсы

что гнейсовые купола «всплывают» подобно соляным диапирам. В верхах разреза беломорского комплекса появляются продукты переплавления различных пород — анатектиты, а еще выше — первично явно-терригенные породы — кварцитовые и магнетитовые сланцы.

На Украинском щите архейские гнейсы также выделяются и образуют как бы ядра среди более молодых протерозойских образований. Крупный массив таких гнейсов, мигматитов, ультрабазитов, метабазитов и гранитов с северо-западным простиранием пород располагается в нижнем течении Днепра около Запорожья. Второй массив находится восточнее Киева и третий — в Подолии. Все они почти полностью перекрыты платформенным чехлом. Среди архейских образований Украинского щита около устья р. Сура обнаружены мигматиты с возрастом до 3600 млн. лет. Архейские отложения Украинского щита шире всего известны под названием днепровского, тетерево-бугского и бугско-подольского комплексов, возрастных аналогов беломорского комплекса Балтийского щита. На р. Тетерев в гнейсах встречены мраморы, а наиболее молодые (бугские) отложения представлены метаморфизованными, первично осадочно-вулканогенными породами, превращенными в графитовые сланцы, мраморы, кордиеритовые гнейсы, амфиболиты и т. д.

Архейские отложения (обоянский и михайловский комплексы) вскрываются неглубокими скважинами на Воронежской антеклизе, где они сложены разнообразными гнейсами, мигматитами, метабазитами, метапесчаниками и сланцами. Мощность архейских образований Балтийского и Украинского щитов, пронизанных огромными массивами сложных и многофазных гранитных плутонов, точно не известна, но явно превышает 10 км.

Нижне-среднепротерозойские отложения слагают мощнейшие сильно дислоцированные толщи в линейных геосинклинальных прогибах (карелиды). В различных районах Балтийского и Украинского щитов:

выделяются многочисленные серии и свиты с местными наименованиями, которые могут быть сопоставлены лишь условно. На Балтийском щите, в его восточной части, намечаются две ветви карелид, отгибающих Беломорский архейский массив, Кольская и Фенно-Карельская (табл. 2).

Отложения нижнего карелия (нижнего протерозоя) представлены в Фенно-Карельской ветви целым рядом серий с вполне определенной последовательностью пород. Это глубоко метаморфизованные геосинклинальные образования: основные и кислые эффузивы, превращенные в гнейсы; слюдяные сланцы, амфиболиты, метадиабазы, первично терригенные осадочные толщи, представленные лептитам<sup>1</sup>, кварцитовыми, графитистыми и магнетитовыми сланцами, и другие. В верхах нижнекарельских толщ появляются слюдяные и глиноземистые сланцы с ритмичной слоистостью, возможно первично флишевые или флишеидные отложения. Все эти образования смяты в изоклинальные, сильно сжатые складки, часто опрокинутые в сторону Беломорского массива. В нижней части разреза отложений нижнего карелия господствуют вулканогенные формации основного состава, сменяющиеся более молодыми железисто-кремнистыми и сланцевыми, а еще выше по разрезу — песчано-сланцевыми и конгломератовыми формациями. С вулканогенными толщами связаны основные и ультраосновные интрузии, а с более поздними по возрасту отложениями — диориты, граниты и магматиты. В отложениях нижнего протерозоя Карелии выделяются лодский и сумский комплексы пород, причем первый отвечает большей части разреза. Сумский комплекс представлен толщами слабо метаморфизованных базальтов, андезито-базальтов и их пирокластов, заполнявших субмеридиональные прогибы, по краям которых вулканогенные толщи замещались грубыми песчаниками и конгломератами (так называемый сариольский комплекс). В целом намечается закономерная смена отложений и магматизма, напоминающая последовательность отложений в фанерозойских геосинклиналях.

В Кольской ветви ранних карелид также выделяются метаморфизованные толщи явно геосинклинальных пород (тундровая и кейвская серии). Наличие мощных основных вулканитов и первичных песчано-сланцевых толщ сближает их с разрезом Карелии, однако такое сопоставление нуждается в уточнении.

Отложения верхнего карелия (среднего протерозоя) на Балтийском щите отделены крупным региональным несогласием от всех более древних пород и представлены слабо метаморфизованными толщами первично-осадочных терригенных пород, реже вулканических, фациально замещающих первые. Выделяются ятулийский, суйсарский и вепский (субиотнийский) комплексы. Шире всего развиты ятулийские образования, представленные полифациальными осадочными и вулканогенными слабо метаморфизованными породами. Типичны аркозовые песчаники, кварциты, филлиты, конгломераты, доломиты с остатками водорослей, туфосланцы, метабазиты мощностью 0,5 — 2 км. Суйсарский комплекс представлен основными эффузивами, их пирокластами и реже терригенными породами, а вепский (1 км) — разнозернистыми песчаниками, глинистыми сланцами, эффузивами, шунгитами (петрозаводская свита). Верхи разреза слагаются конгломератами и красными и малиновыми кварцито-песчаниками (шюкшинская свита).

Характер складчатости верхнекарельских толщ по сравнению с нижнекарельскими гораздо более простой, с широким развитием поло-

<sup>1</sup> Лептиты — мелкозернистые, светлые, богатые полевым шпатом кристаллические сланцы, образовавшиеся за счет метаморфизма первично-осадочных пород.

Схема расчленения отложений фундамента Восточно-Европейской платформы

Геологический возраст	Абсолютный возраст, млрд. лет	Восточная часть Балтийского щита		Украинский щит	Воронежская актеклиза
		Карелия	Кольский полуостров		
Протерозой	рифей (верхний)	верхний карельский комплекс (раннеплатформенный)	Имандро-варзугская и печенгская серии (геосинклинальные шовные прогибы)	граниты, рапакиви, оручский комплекс (раннеплатформенный)	основные и ультраосновные интрузии, воронцовская серия (геосинклинальная?) лосевская серия (геосинклинальная)
	средний		тундровая и кейвская серии (геосинклинальные)		
Архей	нижний	нижний карельский комплекс (орогенный), геосинклинальный комплекс		днепровский комплекс гранито-гнейсов	обоянский и михайловский комплексы гранито-гнейсов
	верхний	беломорский комплекс гранито-гнейсов	кольский комплекс гранито-гнейсов	белозерский комплекс гранито-гнейсов	
	3,0—3,3				
	2,6—2,7				
	1,9—2,0				
	1,65—1,70				
	4,5?				

гих синклиналей и антиклиналей, а также грабен-синклиналей. Преобладающее простирание пород среднего протерозоя в Карелии — субмеридиональное. Стратиграфическое расчленение верхнекарельских отложений еще нуждается в разработке, в связи с чем нет единого взгляда и на их тектоническую природу. Последние работы В. А. Соколова, К. И. Хейсканена и других показали, что нижнекарельский комплекс отложений является фундаментом, на котором после длительного перерыва, в течение которого образовался пенеплен с корой химического выветривания, формировались образования верхнего карелия. Эффузивы и грубообломочные толщи сариолия (нижний протерозой) скорее всего близки к молассам и отвечают орогенному этапу развития раннепротерозойских геосинклиналей. В то же время верхнекарельские образования характеризуют тектонические условия, близкие к платформенным. В такой трактовке они представляют собой древнейшие горизонты чехла Восточно-Европейской платформы.

В течение среднего протерозоя на Кольском полуострове формируются мощные вулканогенно-осадочные толщи пород, выполняющие глубокие и узкие шовные геосинклинальные прогибы — Имандро-Варзугский и Печенгский. Типичные геосинклинальные комплексы (свекофениды) известны и в более западных районах щита, в Финляндии и в Швеции. Если эти данные верны, то, следовательно, замыкание геосинклинального режима в пределах разных участков Байкальского щита в среднем протерозое происходило в различное время.

В конце среднего протерозоя в западных районах платформы (северное побережье Финского залива, северное Приладожье, Южная Швеция, Рижский залив, север Украинского щита) происходит своеобразная магматическая активизация еще слабо консолидированного эпикарельского фундамента, его взламывание и внедрение интрузий гранитов рапакиви (1750±50 млн. лет) — порфириовидных пород с крупными округлыми кристаллами калиевого полевого шпата (ортоклаза), окаймленными каемкой плагиоклаза (олигоклаза). В Южной Швеции происходили извержения больших масс кислых эффузивов — игнимбритов.

Нижнепротерозойским образованиям Балтийского щита на Украинском по возрасту примерно отвечает криворожский комплекс, слагающий узкие меридиональные прогибы, напоминающие шовные прогибы Кольского полуострова, резко несогласно накладывающиеся на породы архея. В настоящее время они сильно эродированы, и мы наблюдаем только «дно» протерозойских геосинклиналей. В основании криворожского комплекса залегает толща биотитовых и амфиболовых гнейсов, возникших при метаморфизме песчано-глинистых отложений. Выше располагаются кварциты, филлиты, песчаники, метаморфизованные основные и средние эффузивы, превращенные в зеленые сланцы. По своему характеру эта часть разреза скорее всего отвечает ранним стадиям развития геосинклиналей. Более молодыми отложениями является толща железистых кварцитов и сланцево-кремнистых пород. Располагающаяся выше по разрезу толща пород представлена ультрабазитами, кварцитами, глинистыми сланцами, сменяющимися кремнистыми и зелеными сланцами. Венчается толща аспидными сланцами, местами превращенными в гнейсовидные породы. С заключительными фазами складчатости, имевшей место на рубеже среднего и раннего протерозоя, связаны внедрения разнообразных гранитоидных интрузий. В средней части криворожского комплекса находятся пласты знаменитых джеспилитов — тонкослоистых кварцево-гематитовых или кварцево-магнетитовых пород. Мощность отдельных пластов, которых

всего около 10, превышает 50 м. Концентрация железа в богатых рудах эпигенетического происхождения достигает 70%. Все отложения криворожского комплекса смяты в узкие изоклинальные складки, осложненные взбросами и надвигами.

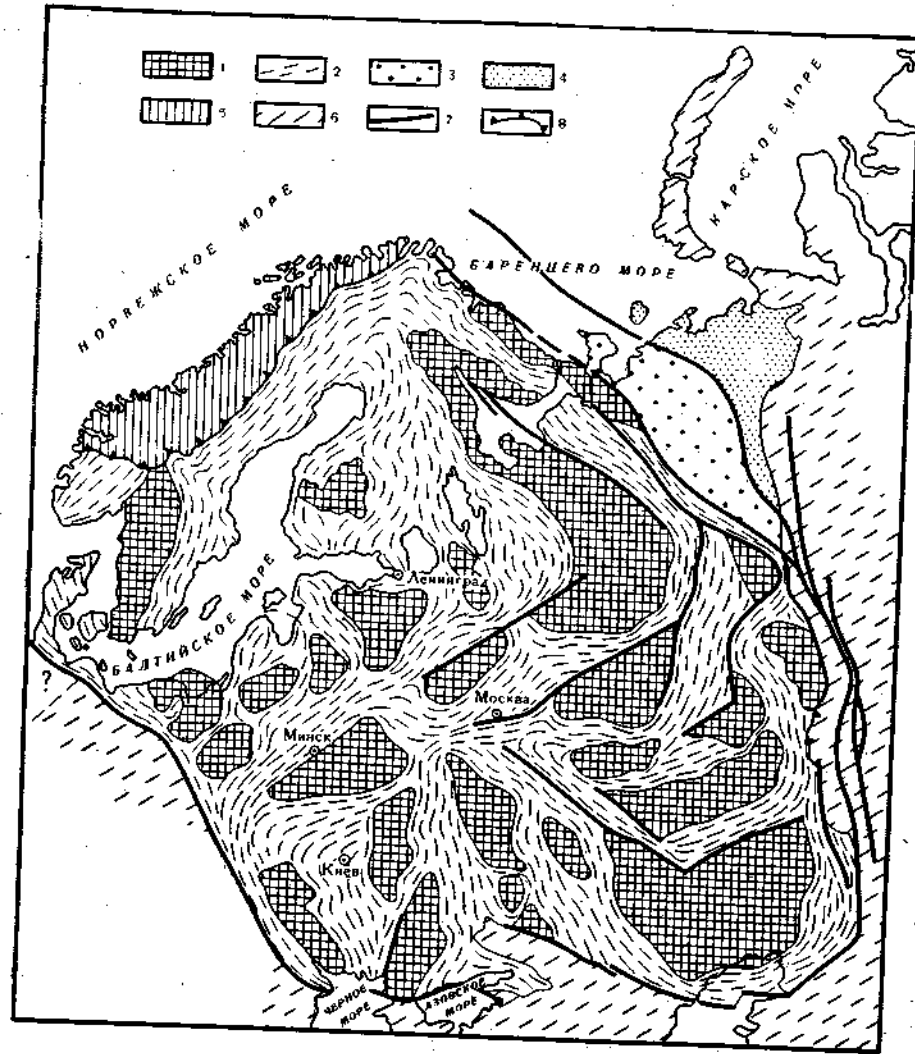


Рис. 6. Схема внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы (по Р. А. Гафарову, с упрощением): 1 — древние массивы, сложенные архейскими образованиями (беломориды и их аналоги); 2 — карелиды и близкие им по возрасту складчатые образования. Области байкальской складчатости; 3 — внешние зоны; 4 — внутренние зоны; 5 — каледониды; 6 — герциниды; 7 — разломы; 8 — надвиги и покровы

В течение раннего протерозоя на Украинском щите формировались крупные и многофазные гранитные интрузии, например днепровско-токовские. В среднем протерозое произошло становление сложного коростеньского интрузивного комплекса с габбро, лабрадоритами и гранитами рапакиви. На юго-востоке щита находится приазовский интрузивный массив, образованный ультраосновными, основными и щелочными породами (нефелиновыми сиенитами). По-видимому, он одновозрастен громадному Коростеньскому плутону.

Закрытые участки. Все архейские массивы характеризуются мозаичными аномалиями в региональных магнитных полях и по этому признаку устанавливаются под платформенным чехлом (рис. 6). Так, Беломорский массив имеет ясное юго-восточное продолжение вдоль р. Северная Двина. Более мелкие массивы беломорид вырисовываются на востоке, в районе Волго-Уральской антеклизы, а также на западе Русской плиты — в районе Минска, Новгорода, в Прибалтике. Магнитное поле древних массивов, как правило, отрицательное с очень небольшой амплитудой.

Вулканогенно-осадочные геосинклинальные толщи карелид прекрасно трассируются под чехлом положительными и отрицательными полосовыми магнитными аномалиями и вскрыты во многих местах глубокими скважинами. Так, отложения криворожского комплекса продолжают к северу на Воронежскую антеклизу, где с ними коррелируется курский комплекс, построенный аналогичным образом и помимо кварцитов и песчаников также содержащий мощные толщи джеспилитов, с которыми связаны месторождения железных руд (рис. 7). К курскому комплексу приурочены интрузии гранитов и диоритов. По-видимому, к среднему протерозою относятся зеленокаменные вулканогенно-осадочные геосинклинальные толщи лосевской и воронцовской серий. Наиболее молодыми являются ультраосновные никеленосные тела (1800—1750 млн. лет), т. е. примерно одновозрастные гранитам рапакиви северо-западных районов платформы.

Курский комплекс, толщи которого трассируются узкими полосами отрицательных магнитных аномалий, севернее намечается под осевой частью Московской синеклизы. Все древние ядра архейских пород опоясываются такими зонами линейных прогибов карелид. Р. А. Гафаров указывает, что магнитное поле, типичное для карельских складчатых образований Восточно-Европейской платформы, прослеживается, как бы «просеивая» сквозь рифейские и палеозойские отложения Западного склона Урала почти до хр. Уралтау, т. е. на расстояние до 80 км. Это свидетельствует о заложении части Уральской геосинклинали на платформенном основании.

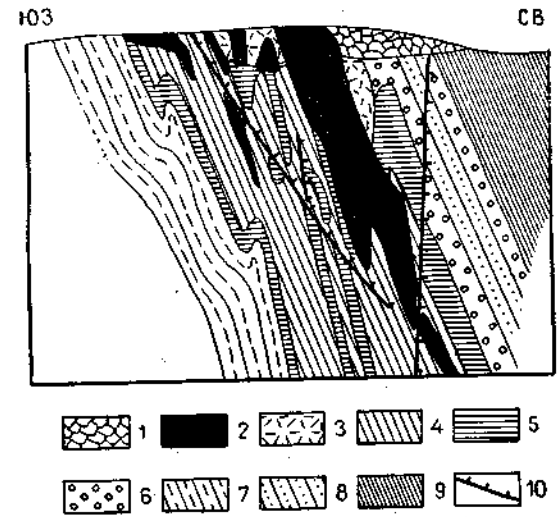


Рис. 7. Геологический профиль рудной полосы Яковлевского месторождения, Воронежская антеклизы (по С. И. Чайкину):

1 — аллиты и переотложенные руды; 2 — магнитовые и железослюдковые руды; 3 — гидрогематит-магнитовые руды; 4 — железослюдково-магнитовые кварциты; 5 — гидрогематит-магнитовые железистые кварциты с прослоями сланцев; 6 — конгломераты; 7 — филлиты подрудной сланцевой свиты; 8 — надрудные филлиты; 9 — филлиты тонкополосчатые; 10 — разломы

Курскому комплексу приурочены интрузии гранитов и диоритов. По-видимому, к среднему протерозою относятся зеленокаменные вулканогенно-осадочные геосинклинальные толщи лосевской и воронцовской серий. Наиболее молодыми являются ультраосновные никеленосные тела (1800—1750 млн. лет), т. е. примерно одновозрастные гранитам рапакиви северо-западных районов платформы.

Курский комплекс, толщи которого трассируются узкими полосами отрицательных магнитных аномалий, севернее намечается под осевой частью Московской синеклизы. Все древние ядра архейских пород опоясываются такими зонами линейных прогибов карелид. Р. А. Гафаров указывает, что магнитное поле, типичное для карельских складчатых образований Восточно-Европейской платформы, прослеживается, как бы «просеивая» сквозь рифейские и палеозойские отложения Западного склона Урала почти до хр. Уралтау, т. е. на расстояние до 80 км. Это свидетельствует о заложении части Уральской геосинклинали на платформенном основании.

**Выводы.** Краткий обзор строения фундамента Восточно-Европейской платформы показывает большую сложность его внутренней структуры, основным «скелетом» которой являются массивы архейских пород, обтекаемые узкими и протяженными зонами карелид. В настоящее время не совсем ясно, заложились ли карельские геосинклинали резко несогласно по отношению к архейским структурам или они только «наращивали» ядра древнейшей консолидации.

В результате карельской складчатости архейские массивы подверглись частичной переработке. В среднем протерозое, когда в Карелии, по-видимому, начал формироваться древнейший платформенный чехол, в пределах Кольского полуострова еще продолжалось развитие узких, шовных геосинклинальных прогибов. Примерно в это же время или несколько позже в западных районах платформы происходит активизация тектонических движений, сопровождавшаяся внедрением интрузий гранитов рапакиви и кислым вулканизмом. Такая же активизация частично затронула и восточные районы платформы (Бердяушский интрузивный массив).

### Строение платформенного чехла

нижний этаж — древнейший чехол (средний протерозой — рифей)

Уже говорилось о том, что в Карелии, преимущественно в Онежском крае, локально распространены отложения ятулия, суйсария и вепсия, представленные терригенными, карбонатными и вулканогенными породами. Отложения вепсия — зеленые, красные, розовые песчаники, кварцито-песчаники с прослоями глинистых сланцев мощностью до 2,5 км — слагают очень пологие структуры и прорываются дайками диабазов с абсолютным возрастом 1900 млн. лет. Отложения овручской серии на севере Украинского щита, представленные песчаниками, залегают очень полого и содержат прослой кварцевых порфиров с возрастом более 1700 млн. лет. По своему характеру эти отложения напоминают вепсий Карелии. Следовательно, древнейший платформенный чехол на Восточно-Европейской платформе местами начал формироваться уже в конце среднего протерозоя.

Толщи морских и континентальных осадочных пород, чаще всего объединявшиеся с отложениями палеозоя и широко распространенные на территории СССР, впервые были выделены в сороковых годах под названием «рифейских» Н. С. Шатским (Рифей — древнее название Урала), который считал разрез западного склона Среднего Урала (Башкирский антиклинорий) стратотипическим для этих отложений. Изучение палеофитологических остатков — строматолитов (следов жизнедеятельности водорослей) и так называемых микропроблематик в рифейских отложениях вместе с данными радиологических исследований позволили Б. М. Келлеру и И. Е. Постниковой расчленить их на три части: нижний, средний и верхний рифей.

**Рифейский комплекс.** По мере увеличения числа глубоких буровых скважин становится ясным, что рифейские отложения широко развиты на Восточно-Европейской платформе и приурочены к многочисленным и разнообразным по форме грабенообразным впадинам, или авлакогенам (рис. 8).

Отложения нижнего рифея распространены на востоке платформы в Приуралье, в Пачелмском, Средне-Русском и Московском авлакогенах, а также в Приладожском, Оршанско-Кресцовском и При-

пятско-Полесском. Кроме того, нижнерифейские толщи в последнее время обнаружены и на крайнем западе платформы в Брестской и Львовской впадинах.

Нижние части разрезов нижнерифейских толщ обычно слагаются грубыми терригенными красноцветными отложениями, накопившимися в континентальных условиях. Представлены они конгломератами,

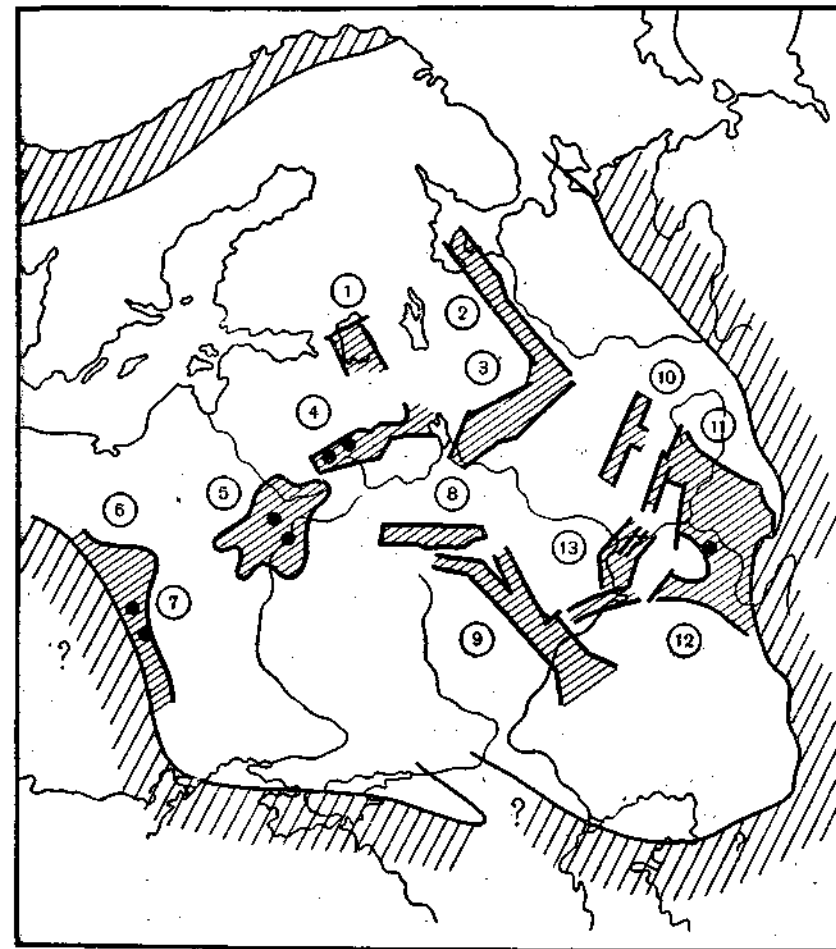


Рис. 8. Основные структуры Восточно-Европейской платформы в рифейское время (по И. Е. Постниковой):

1 — области поднятий; 2 — авлакогены и впадины; 3 — проявления вулканизма; 4 — геосинклинали обрамления.  
Цифры в кружках обозначают авлакогены и впадины: 1 — Приладожский; 2 — Беломорский; 3 — Средне-Русский; 4 — Оршанско-Кресцовский; 5 — Припятская; 6 — Брестская; 7 — Львовская; 8 — Московский; 9 — Пачелмский; 10 — Вятско-Камский; 11 — Камская; 12 — Серноводско-Абдулинский; 13 — Казанско-Сергиевский

гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхах разрезов довольно часто появляются пачки более тонких пород, преимущественно глауконитовых песчаников, аргиллитов,

прослой доломитов, известняков и мергелей. Присутствие строматолитов и глауконита указывает на мелководный морской характер накопления этих отложений. В отдельных местах, в частности в Кресцовском авлакогене, в нижнем рифее известны вулканогенные породы: горизонты базальтовых пеплов, туфов и покровы эффузивов, а в западных районах платформы в это время внедрялись габбро-диабазовые интрузии. Мощность нижнерифейских отложений составляет сотни метров, нередко километр, а в Московском грабене достигает 1,5 км (скважина в г. Павлово-Посаде).

Среднерифейские отложения выделяются в разрезах довольно условно и, по данным И. Е. Постниковой, присутствуют на востоке платформы в Белебеевском, Пачелмском, Московском, Средне-Русском и Кресцовском авлакогенах, а также на юго-западе платформы в Подолии и Молдавии. Отложения среднего рифея представлены терригенными красноцветными породами: красными, розовыми, фиолетовыми, коричневыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков и доломитов. Мощность отложений среднего рифея достигает 1,4 км в Московском грабене, а в остальных местах не превышает 0,5—0,7 км. В западных районах платформы в среднем рифее происходили излияния базальтовых и щелочно-базальтовых лав, а в Кресцовском авлакогене, по-видимому, и эксплозивные извержения, о чем свидетельствуют прослой базальтовых туфов и туфобрекчий. Вулканическая деятельность сопровождалась внедрением пластовых интрузий габбро-диабазов.

Отложения верхнего рифея широко развиты в восточных и центральных районах платформы: в Пачелмском, Московском и Средне-Русском авлакогенах, возможно в Кресцовском и на юго-западе платформы. Нижние части разрезов представлены, как правило, красноцветными и пестроцветными терригенными породами — песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сформировавшимися в континентальной обстановке. Средние и верхние части разрезов верхнерифейских толщ слагаются обычно зелеными, серыми, местами почти черными песчаниками, часто глауконитовыми, алевролитами, аргиллитами. Кое-где, например в Пачелмском авлакогене, появляются пачки доломитов и известняков. Как полагает И. Е. Постникова, основная часть верхнерифейских отложений накапливалась в условиях весьма мелководного морского бассейна. Мощность отложений верхнего рифея достигает 0,6—0,7 км, но чаще составляет первые сотни метров.

Рифейские отложения Тимана и Большеземельской тундры. В отдельных поднятиях Тиманского кряжа и п-ова Канин обнажаются толщи рифейских отложений, представленные метаморфизованными породами: кварцево-серицитовыми и глинистыми сланцами; разнообразными алевролитами и песчаниками, реже доломитами и мраморизованными известняками с остатками водорослей. Истинная мощность этих отложений неизвестна, но, по-видимому, не менее чем 7—9 км. Многие геологи отмечают сходство разрезов рифейских отложений Тимана с разрезами рифея Башкирского антиклинория зоны Западного склона Урала. Рифейские отложения Тиманского кряжа и п-ова Канин довольно энергично дислоцированы в линейные складки и нарушены разрывами.

В настоящее время установлено подводное продолжение в Баренцевом море Тимано-Канинского поднятия более чем на 600—700 км в северо-западном направлении. Все эти складчатые толщи рифея несогласно перекрываются маломощными отложениями нижнего и среднего палеозоя.

О рифейских отложениях под чехлом Печорской впадины известно очень мало, ибо скважинами они не вскрыты, за исключением районов, непосредственно примыкающих с востока к Тиману. Выше уже говорилось о геофизических материалах по этому району и об их интерпретации, предполагающей присутствие мощных рифейских складчатых осадочных и вулканогенных толщ в фундаменте Печорской впадины (рис. 9). По своему характеру эти толщи, по-видимому, геосинклинальные, подвергшиеся байкальской складчатости. Таким образом, этот район прилежит к эпикарельской Восточно-Европейской платформе лишь в конце позднего протерозоя, и рифейские отложения, скорее всего, входят в состав фундамента, а не чехла.

На северо-западе Балтийского щита, в Норвегии, верхнерифейские отложения были выделены У. Хольтедалем под названием спарагмитовой серии мощностью до 1,2 км («спарагама» — обломок).

**Выводы.** Таким образом, в рифейское время на Восточно-Европейской платформе существовали грабенообразные прогибы, рассекавшие поднятый фундамент платформы и заполнявшиеся толщами красноцветных и пестроцветных континентальных, мелководных, морских и лагунных отложений (рис. 10). Формирование авлакогенов в рифейское время сопровождалось магматизмом траппового типа. По данным В. В. Кирсанова, А. С. Новиковой и других, районы с наиболее интенсивным интрузивным, эффузивным и эксплозивным магматизмом тяготеют к восточной и западной окраинам платформы, отличавшимся большей раздробленностью фундамента. Намечается изменение магматических пород по составу от древних к молодым: оливиновые диабазы (наиболее основные) — диабазы, обогащенные кварцем, щелочные и субщелочные породы (лимбургиты, трахандезиты, сиенитовые порфиры). На Тимане в позднем рифее образовалась формация ультраосновных щелочных пород (пикриты, пироксениты и другие) и кимберлитовые трубки, а также происходило внедрение интрузий габбро, монзонитов и сиенитов. Для рифейских отложений характерно общее усложнение во времени набора фаций. В течение раннего и среднего рифея накапливались однообразные осадки с широким распространением олигомиктовых песков и песчаников. Только в позднем рифее стали отлагаться более дифференцированные по составу отложения, среди которых развиты полимиктовые песчаники, алевролиты, реже доломиты и мергели. В течение всего рифейского

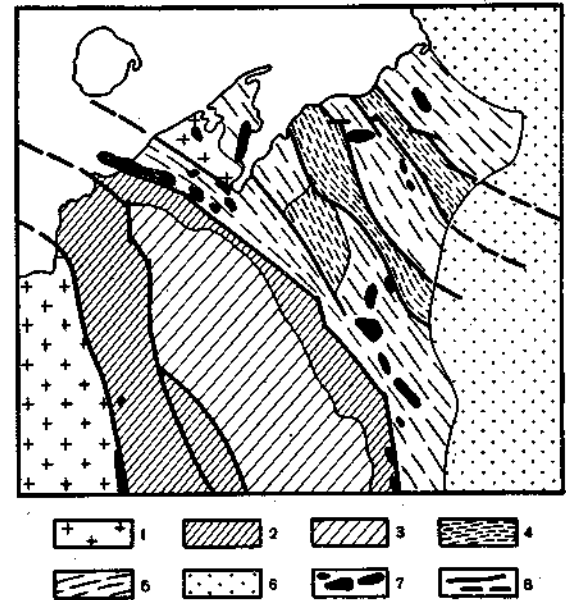


Рис. 9. Схема тектонического районирования внутреннего строения фундамента Большеземельской тундры (по А. К. Запольнову, с упрощением): 1 — область карельской складчатости; 2—5 — область байкальской складчатости; внешняя зона, лишенная вулканитов; 2 — поднятия, 3 — прогибы; внутренняя зона с широким развитием вулканитов; 4 — поднятия, 5 — прогибы; 6 — область герцинской складчатости; 7 — основные и ультраосновные интрузии; 8 — крупные разломы

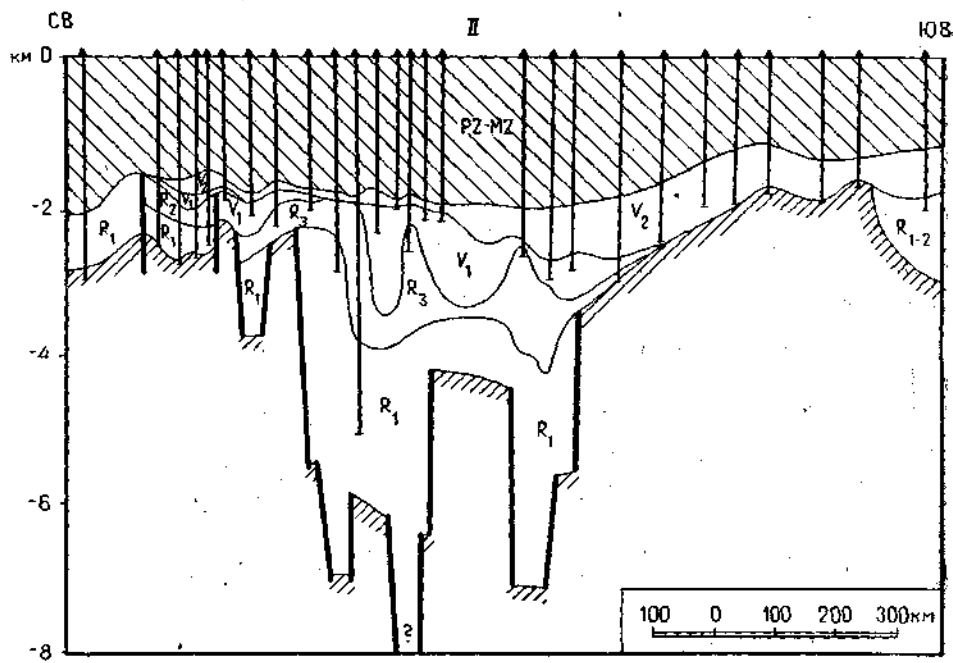
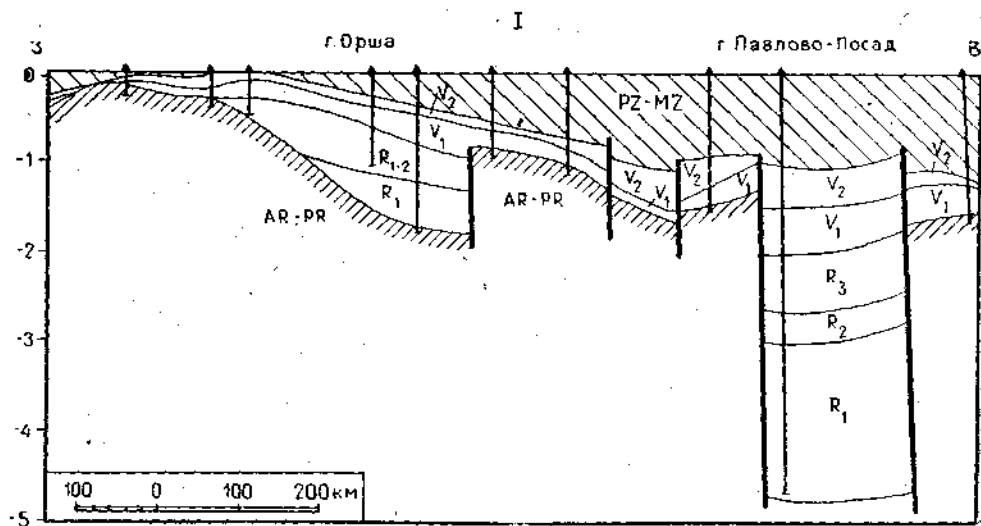


Рис. 10. Профили авлакогенов Восточно-Европейской платформы (по И. Е. Постниковой): I — через Оршанско-Кресцовский и Московский авлакогены; II — через Камско-Вятский авлакоген. Вертикальный масштаб сильно увеличен

времени климат был жаркий. Платформа в целом была высоко приподнята, контуры ее были стабильны, как и обрамляющие ее геосинклинальные прогибы, питавшиеся за счет размыва пород платформы. Та-

кое устойчивое приподнятое положение ее было нарушено лишь в вендское время, когда характер тектонических движений изменился и климат стал более прохладным.

#### ВЕРХНИЙ ЭТАЖ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА (ВЕНД-КАЙНОЗОЙ)

В первой половине вендского времени происходит существенная перестройка структурного плана, выразившаяся в отмирании авлакогенов и возникновении обширных пологих впадин — первых синеклиз. В дальнейшей истории платформы в формировании ее чехла намечается несколько рубежей, которые характеризовались сменой структурного плана и набора формаций в комплексах отложений. Можно выделить три таких комплекса: 1) вендско-нижнедевонский; 2) среднедевонский — верхнетриасовый; 3) нижнеюрский — кайнозойский. Легко заметить, что время формирования этих комплексов в целом отвечает каледонскому, герцинскому и альпийскому этапам развития, а рубежи между ними, в течение которых происходила смена структурного плана, — примерно соответствующим эпохам складчатости.

**Вендско-нижнедевонский комплекс.** Вендские отложения, сравнительно недавно получившие «права гражданства», широко распространены на Восточно-Европейской платформе и входят в состав верхнего протерозоя. Однако в последнее время высказываются мнения об отнесении их к палеозойской группе. По материалам исследований последних лет, И. Е. Постникова считает возможным в составе вендских отложений выделить нижнюю и верхнюю части, которые различаются литологическим составом, площадью распространения, а также органическими остатками. Однако стратиграфия вендских отложений разработана еще явно недостаточно, поэтому возникает много неясностей при сопоставлении разрезов.

Вендские отложения на Восточно-Европейской платформе представлены в большинстве случаев разнообразными терригенными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Гораздо реже встречаются пакки карбонатных пород: мергелей, известняков и доломитов. Песчаники и алевролиты окрашены в зеленые, зеленовато-серые, черные, красно-бурые, розовые цвета. В некоторых районах присутствуют отложения, характеризующиеся тонким ритмичным чередованием терригенных пород.

В первую половину ранневендского времени структурный план Восточно-Европейской платформы напоминал позднерифейский, и отложения накапливались в пределах авлакогенов, занимая только несколько большую площадь и слагая вытянутые или даже изометричные прогибы. В середине раннего венда условия осадконакопления и структурный план начали изменяться. Узкие прогибы стали расширяться, отложения как бы «выплескивались» за их рамки, и во вторую половину раннего венда преимущественное развитие получили обширные впадины, занимавшие значительные площади.

На северо-западе платформы возникает субширотный Балтийский прогиб, северо-восточнее прослеживающийся в район Архангельска. В западном и юго-западном районах платформы образовался обширный прогиб, состоящий из целого ряда впадин, разделенных поднятиями. Восточные районы платформы, примыкающие к Уралу, испытывали погружение, как и центральные части Прикаспийской впадины. Остальная территория платформы была приподнята. На севере существовал Балтийский щит, распространявшийся в это время далеко к югу, в Белоруссию. На юге располагался Украинско-Воронежский массив,



разделявшийся прогибом, возникшим на месте рифейского Пачелмского авлакогена. Во второй половине раннего венда произошло резкое похолодание климата, следствием которого является появление горизонтов тиллитов в вендских отложениях ряда районов платформы, которые затем сменились пестро- и красноцветными карбонатно-терригенными породами.

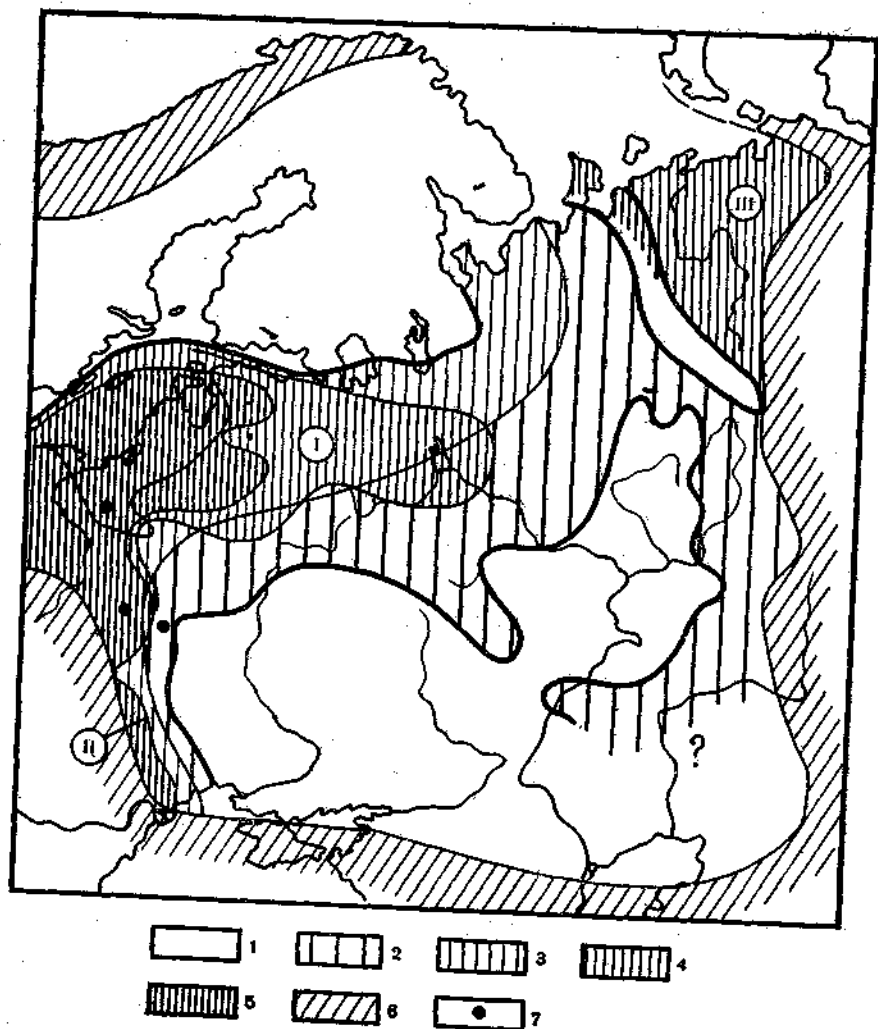


Рис. 11. Основные структуры Восточно-Европейской платформы на каледонском этапе развития (по М. В. Муратову, с упрощением): 1 — области устойчивых поднятий; 2 — прогибы позднего венда; 3 — прогибы в кембрийском периоде; 4 — прогибы в ордовикском периоде; 5 — прогибы в силурийском периоде; 6 — окружающие платформу геосинклинали; 7 — проявления базальтового вулканизма в вендское время; I — Балтийский прогиб; II — Днестровский прогиб; III — Печорская впадина

В позднем венде области осадконакопления еще больше расширились и отложения сплошным чехлом покрывают значительные пространства — платформы (рис. 11). Начинают формироваться огромные

пологие прогибы — синеклизы. Верхняя часть вендских отложений представлена преимущественно терригенными сероцветными породами: песчаниками, алевролитами, глинами, аргиллитами и т. д. мощностью до десятков метров. Все эти отложения тесно связаны с осадками нижнего кембрия.

Важная особенность вендских отложений — присутствие в них вулканических пород. В западных районах платформы, в Брестской и Львовской впадинах и на Волыни, широко развиты базальтовые покровы, реже пласты базальтовых туфов, большая часть которых относится к нижнему венду. В отложениях верхнего венда во многих местах обнаружены довольно выдержанные горизонты базальтовых туфов и пеплов, свидетельствующие об эксплозивной вулканической деятельности в это время. Все лавы, туфы и пеплы относятся к продуктам типичной трапповой толенто-базальтовой платформенной формации. Мощности вендских отложений обычно составляют первые сотни метров и только в восточных районах платформы достигают 400—500 м. Таким образом, в вендское время произошел качественный перелом в структурном плане и характере осадконакопления на Восточно-Европейской платформе.

Отложения кембрийской системы тесно связаны с вендскими, представлены главным образом нижним отделом. По поводу присутствия среднекембрийских отложений в разрезах Эстонии нет единого мнения, но скорее всего на эту эпоху, как и на позднекембрийскую, приходится перерыв в осадконакоплении. Возможно присутствие среднего и верхнего кембрия в осевой части Балтийского прогиба.

Отложения нижнего кембрия распространены на западе и северо-западе платформы в пределах Балтийского прогиба, который в раннем кембрии раскрылся далеко к западу, отделив структуры Балтийского щита от структур Белорусского поднятия. Обнажения кембрия имеются только в районе глинта (обрыв южного побережья Финского залива), но под покровом более молодых образований кембрийские отложения прослежены бурением и восточнее, примерно до Котласа и до Баренцева моря. Затем граница распространения кембрийских отложений поворачивает к югу и западу, проходя севернее Минска и фиксируя собой широтно вытянутый Балтийский прогиб. Другая область развития кембрийских отложений на поверхности — район Приднестровского прогиба (см. рис. 11).

Нижнекембрийские отложения повсеместно представлены морскими фациями мелкого эпиконтинентального моря. Наиболее характерный разрез кембрия обнажен в крутом обрыве южного побережья Финского залива, где выше ламинаритовых слоев верхнего венда согласно залегают надламинаритовые песчаники (10—35 м), относящиеся уже к кембрию. Они также согласно сменяются толщей так называемых «синих глин» изменчивой мощности, от первых десятков до 150 м. В основании пачки глин располагаются прослойки песчаников и конгломератов. Выше залегают пески, песчаники и слоистые глины с остатками водорослей Eorhynon (25 м), поэтому слои получили название эофитоновых. Разрез нижнего кембрия заканчивается серыми косослоистыми песками и песчаниками с прослоями глин мощностью в 20—25 м, выделяемых в ижорские, или фукоидные, слои, которые некоторыми геологами относятся к среднему кембрию. Мощность нижнекембрийских отложений, вскрытых скважинами в Балтийском прогибе, не превышает 100—200 м, редко достигая 250 м.

В Полесье, на Волыни и в Приднестровском прогибе нижний кембрий представлен толщей глин, аргиллитов, песчаников (до 130 м).

Выше появляется средний и верхний кембрий (до 250 м), также сложенный различными песчаниками и алевритами прибрежно-морского или, возможно, континентального происхождения.

Таким образом, в кембрийский период мелководное море существовало только на западе платформы и то преимущественно в раннюю эпоху этого периода. Но Балтийский прогиб расширялся в западном направлении в сторону Литвы, Калининграда и Балтийского моря, где мощность кембрийских отложений увеличивается. Морские условия существовали и в Приднестровском прогибе, тогда как вся остальная территория платформы была приподнятой сушей. Следовательно, имели место резкое сокращение морского бассейна к концу раннего — началу среднего кембрия и перерыв в осадконакоплении, приходящийся на средний и частично на поздний кембрий. Несмотря на поднятия, имевшие место в позднем кембрии, в ордовикский и силурийский периоды структурный план сохранился почти без изменений.

В начале ордовикского периода в пределах широтного Балтийского прогиба вновь происходят опускания и с запада море трансгрессирует на восток, распространяясь примерно до меридиана Ярославля, а на юге — до широты Вильнюса. Морские условия существовали и в Приднестровском прогибе.

В Прибалтике ордовик представлен морскими терригенными отложениями в нижней части, терригенно-карбонатными — в средней и карбонатными — в верхней, в которых встречается исключительно богатая и разнообразная фауна трилобитов, кораллов табулат, брахиопод, мшанок и других организмов, существовавших в условиях теплого мелководного моря. Наиболее полные разрезы ордовика описаны в Эстонии, в северном борту Балтийского прогиба, где выделяются все ярусы этой системы. Низы ордовика представлены преимущественно терригенными породами, в частности глауконитовыми песчаниками. Средняя часть — карбонатно-терригенными отложениями, в том числе в лландейльском ярусе находится пачка горючих сланцев, так называемых кукерситов, образовавшихся за счет синезеленых водорослей в мелководных условиях. Верхняя часть ордовика — это карбонатные отложения: известняки, доломиты и мергели.

Общая мощность отложений ордовикской системы не превышает 0,3 км. На юго-западе, в Приднестровском прогибе, разрез ордовика представлен маломощной (первые десятки метров) толщей глауконитовых песчаников и известняков. Вся остальная территория платформы в ордовикский период оставалась приподнятой и не покрывалась морем.

В силурийском периоде на западе платформы существовал широтный Балтийский прогиб, еще более сократившийся в своих размерах (см. рис. 11). Восточнее поперечного поднятия (Латвийской седловины) море не проникало. На юго-западе силурийские отложения известны также в Приднестровье. Повсеместно они согласно без перерыва залегают на ордовикских и представлены исключительно карбонатными и карбонатно-глинистыми породами: известняками различной окраски, тонкослоистыми мергелями, реже глинами, в которых встречается обильная и разнообразная фауна. Мощность силурийских отложений в Эстонии не превышает 0,1 км, увеличиваясь к западу (Вильнюс — 0,15 км, Готланд — 0,5 км, Калининградская область — 0,7 км, Южная Швеция, Скандинавия — 1 км, Северная Польша — более 2,5 км). Такое нарастание мощности указывает на проникновение моря с запада. В Подолии и в районе Львова мощность силура достигает 0,5 — 0,7 км. Одинаковый характер фауны в Балтийском и Приднестровском прогибах позволяет предположить, что эти морские бассейны соединя-

лись где-то северо-западнее, на территории Польши. В некоторых скважинах силура обнаружен в Молдавии и около Одессы. Нужно отметить присутствие в венлокском ярусе нижнего силура в Припятском районе тонких прослоев туфогенного материала среднего состава с высоким содержанием калия, что свидетельствует об эксплозивных извержениях в это время.

Силурийские отложения известны на п-ове Канин и в северной части Тиманского кряжа, где они представлены лландоверийскими известняками мощностью около сотни метров, с резким несогласием перекрывающими рифейские толщи.

В силуре преобладают отложения открытого мелкого моря и только по восточным окраинам морского бассейна были развиты прибрежные фации. С течением времени область поднятий, охватившая большую часть платформы, расширилась, и море отступило к западу, так что в позднем силуре оно почти полностью покинуло ее пределы. Это явление тесно связано со складчатыми и орогеническими движениями, которыми были охвачены геосинклинали, обрамлявшие Восточно-Европейскую платформу. Прежде всего на севере платформы в результате сильнейших каледонских движений на месте Грампианской геосинклинали сформировалась складчатая система Скандинавии и Шотландии. В других геосинклинальных прогибах тектонические движения хотя и происходили с разной силой, но не привели к прекращению геосинклинального режима. Эта активная тектоническая деятельность отразилась на платформе поднятиями в позднесилурийскую эпоху, которые продолжались и в раннедевонскую. Несмотря на то что площадь осадконакопления на платформе резко сократилась, интенсивность прогибания усилилась. На рубеже раннего и среднего девона происходит существенная перестройка структурного плана Русской плиты.

В течение раннего девона Русская плита характеризовалась высоким стоянием и незначительно прогибалась лишь ее крайние западные и восточные районы, где встречаются маломощные отложения этого возраста. На востоке к ним, возможно, относятся красноцветные песчано-глинистые отложения и очень характерные чистые кварцевые песчаники такатинской свиты мощностью до 80 м. На западе, в Польско-Литовской и Львовской впадинах, также известны красноцветные песчано-глинистые отложения с панцирными рыбами нижнего девона. В районе Львова их мощность достигает 0,4 км, но обычно гораздо меньше. Эти красноцветные нижнедевонские отложения являются возрастными и литологическими аналогами знаменитого «древнего красного песчаника» (Old red sandstone) Западной Европы.

**Выводы.** Таким образом, в течение венда, кембрия, ордовика, силура и раннего девона в пределах Восточно-Европейской платформы в целом господствовали поднятия, которые начиная с кембрия постепенно захватывали все большую площадь. Опускания наиболее устойчиво проявлялись в западной части платформы, в Балтийском и Приднестровском прогибах. В это время, которое отвечает каледонской эпохе развития окружающих платформу геосинклинальных областей, климат был жарким или теплым, что наряду с крайне мелководными морскими бассейнами способствовало развитию обильной и разнообразной фауны.

**Среднедевонский — верхнетриасовый комплекс.** В среднедевонскую эпоху начинает формироваться новый структурный план, сохранявшийся в общих чертах почти до конца палеозоя и характеризовавшийся герцинский этап развития платформы, в течение которого преобладали погружения, особенно в восточной ее половине, а тектонические дви-

жения отличались значительной дифференцированностью (рис. 12). Балтийский щит продолжал испытывать восходящие движения. На юге платформы, в среднем девоне образовался Днепровско-Донецкий грабенообразный прогиб, расчленивший юго-западную часть Украинско-Воронежского массива на южную половину — Украинский щит

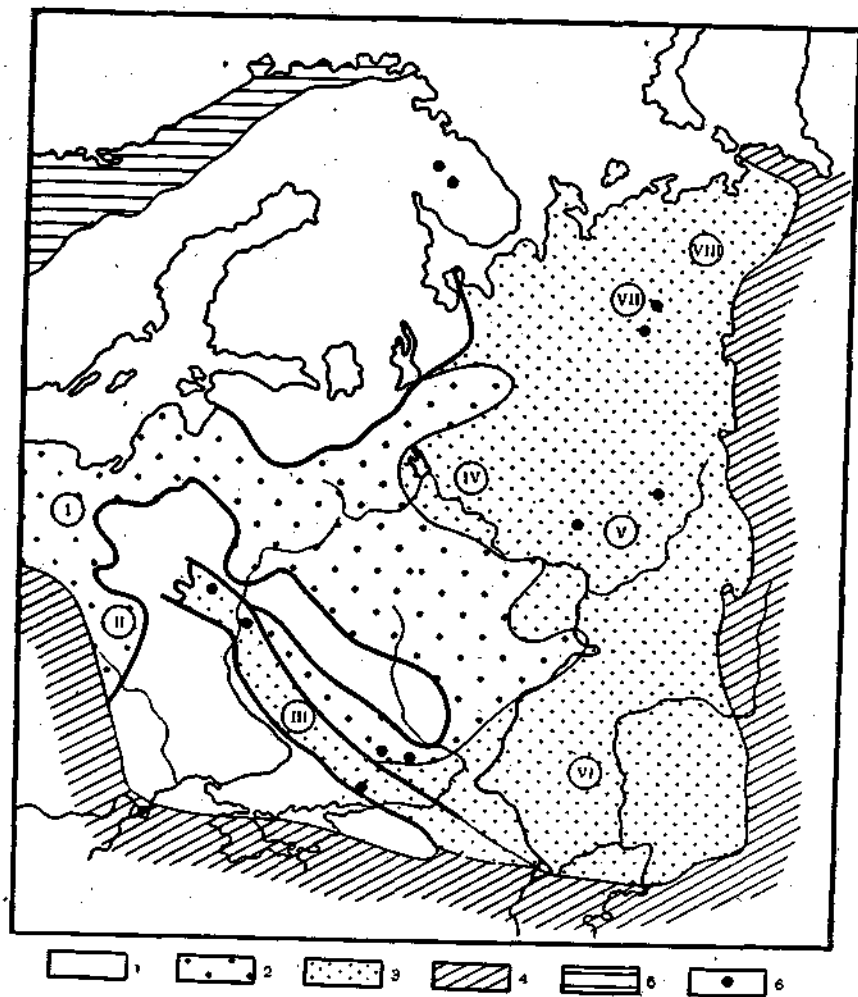


Рис. 12. Основные структуры Восточно-Европейской платформы на герцинском этапе развития (по М. В. Муратову, с упрощением): 1 — области устойчивых поднятий; 2 — области умеренных и слабых опусканий; 3 — области энергичных опусканий; 4 — геосинклинали; 5 — каледониды; 6 — проявления девонского вулканизма; I — Польско-Литовская впадина; II — Львовская впадина; III — Днепровско-Донецкий прогиб; IV — Московская синеклиза; V — Восточно-Русская впадина; VI — Прикаспийская впадина; VII — Тиман; VIII — Печорская впадина

и северную — Воронежскую антеклизу. Правда, выше уже говорилось о том, что не исключена возможность более раннего, рифейского (?) заложения этой структуры. Максимальные погружения испытывали Московская и Прикаспийская синеклизы, Днепровско-Донецкий, Припятский и Приднестровский прогибы. Северо-восточная часть Сармат-

ского щита — в очертаниях современной Волго-Уральской антеклизы вместе с Московской синеклизой — также была охвачена опусканием. Эта обширная впадина, возникшая в девоне, была названа А. Д. Архангельским Восточно-Русской. Северо-восточная часть платформы — Тиман — испытывала слабое опускание, а Печорская впадина в девонское время интенсивно погружалась. Энергично прогибалась и западная часть платформы. На общем фоне нисходящих движений только сравнительно небольшие участки испытывали относительное поднятие.

Девонские отложения распространены на Восточно-Европейской платформе очень широко, обнажаясь на поверхности в Прибалтике и Белоруссии («Главное девонское поле»), на северных склонах Воронежской антеклизы («Центральное девонское поле»), вдоль юго-восточной окраины Балтийского щита, на Тимане, в Приднестровье и вдоль южных окраин Донбасса. В остальных местах девон вскрыт многими сотнями скважин и под покровом более молодых отложений выполняет Днепровско-Донецкий прогиб, Московскую синеклизу, впадины западных районов плиты, повсеместно развит в пределах Волго-Уральской антеклизы и, по-видимому, в Прикаспии. Девон чрезвычайно разнообразен в фациальном отношении, а максимальные мощности отложений превышают 2 км.

Начиная с эйфельского и особенно живетского веков среднего девона палеогеографическая обстановка резко изменилась, и значительные пространства Русской плиты стали испытывать погружения. Поскольку трансгрессии распространялись с востока на запад, то в восточных районах преобладают фашии открытого моря, а в западных — лагунные и лагунно-континентальные. Средне-верхнедевонские отложения особенно детально расчленены в Прибалтике, в центральных и восточных районах Русской плиты.

В районе Главного девонского поля присутствуют отложения эйфельского, живетского, франского и фаменского ярусов. Отложения эйфельского и живетского ярусов с разрывом залегают на более древних породах и представлены красноцветной толщей песчаников и глин, а в средней части — мергелей и известняков с линзами соли. Максимальная мощность достигает 0,4 км. Большая часть франского яруса складывается известняками, доломитами и мергелями (0,1 км). Верхи франского и весь фаменский ярусы представлены песчано-глинистыми, местами пестроцветными отложениями мощностью 0,2 км. Красно- и пестроцветные отложения среднего и верхнего девона Главного поля формировались в условиях выровненных прибрежных окраинных равнин морской бассейна.

В более южных районах, в Центральном девонском поле непосредственно на породах фундамента залегают эйфельские песчано-глинисто-карбонатные отложения с изменчивой мощностью (от 0 до 0,2 км). Выше располагаются маломощные глинисто-карбонатные отложения живетского яруса, сменяющиеся франскими пестроцветными галечниками, песчаниками, глинами (около 0,15 км). Верхняя часть франского и весь фаменский ярусы представлены карбонатной толщей известняков, реже мергелей с тонкими глинистыми прослоями (около 0,2 км). Общая мощность девона в Центральном поле достигает 0,4 км.

Таким образом, в низах и в средней части разреза преобладают песчано-глинистые, а в верхах — карбонатные отложения. К северу, в сторону Московской синеклизы, девонские отложения близки к такому Центрального поля, но увеличиваются в мощности (до 0,9 км) и значительную роль начинают играть лагунные образования — ангидриты, гипсы и другие.

Восточнее, в Волго-Уральской области, разрез средне-верхнедевонских отложений отличается от вышеописанных более глубоководными, чисто морскими фациями. Отложения живетского яруса, залегающие с разрывом на маломощных эйфельских отложениях, представлены в основном темными битуминозными глинистыми известняками (около 0,2 км). Залегающие выше франские отложения в низах слагаются песками, глинами и песчаниками, часто насыщенными нефтью. Затем они постепенно сменяются толщей глин, мергелей и известняков, иногда битуминозных, мощностью до 0,3 км. Особое значение имеют так называемые доманиковые слои в средней части франского яруса, представленные тонкослоистыми глинами, известняками и кремнистыми породами. В этих слоях отмечено повышенное содержание битумов, образовавшихся за счет огромных масс водорослей, скапливавшихся в застойных понижениях морского дна. Доманиковые слои считают одной из главных нефтепроизводящих свит Волго-Уральской области.

Фаменский ярус сложен доломитами, реже мергелями и известняками (до 0,4 км), накапливавшимся в условиях мелководья в результате нарастания регрессии, начавшейся еще в позднефранское время. Суммарная мощность девонских отложений на востоке Волго-Уральской области превышает 1,5 км.

Девонские отложения широко развиты также на Тимане и в Печорской впадине. Разрез Южного Тимана, изученный лучше всего, близок к разрезу девона Волго-Уральской области, но отличается присутствием в живетском ярусе вулканических пород основного состава: диабазов, базальтов и их туфов, фациально замещающих карбонатные толщи. На Северном Тимане формировались нормальные трапповые лавовые покровы, в районе хр. Четласский камень — резко щелочные, пирокластические толщи основного состава. Доманиковые слои прослеживаются и на Тимане. Мощность девона увеличивается в сторону Печорской впадины, превышая в ее центре 4 км.

На западе Русской плиты девон вскрыт скважинами около Львова и, по-видимому, представлен всеми тремя отделами общей мощностью более 1 км. Низы разреза слагаются красно- и пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, в среднем девоне сменяющимися битуминозными доломитами с прослоями песчаников, а в верхнем — главным образом известняками и доломитами.

Особый интерес представляют девонские отложения Днепровско-Донецкого авлакогена, где они образуют мощную толщу в его центральных частях, быстро выклинивающуюся к бортам. Средний девон и низы верхнего представлены соленосной толщей мощностью более 1 км (рис. 13). Кроме каменных солей в ней встречаются прослои ангидритов, гипсов, глин. В многочисленных соляных куполах на поверхность выносятся обломки известняков, содержащих фауну франского яруса. Фаменский ярус слагается очень пестрыми по составу и фациально изменчивыми отложениями, карбонатно-сульфатными глинами, мергелями, песчаниками и т. д. На крайнем западе, в Припятском прогибе в фаменском ярусе присутствуют линзы калийных солей (рис. 14). В последние годы в межсолевых отложениях девона обнаружены крупные месторождения нефти. Суммарная мощность девонских отложений превышает 2 км.

Формирование Днепровско-Донецкого авлакогена, ограниченного системами сбросов, сопровождалось вулканической деятельностью. Так, в районе Черниговского выступа скважинами вскрыты оливиновые и щелочные базальтовые трахиты и их туфы около 0,8 км мощностью. По-видимому, скважина «попала» в центр крупного вулкана. Проявление

щелочного базальтового вулканизма имело место и в Припятском прогибе. Вулканические образования верхнего девона известны и по южным окраинам Донбасса, в бассейнах рек Кальмиус и Волноваха. Наряду с песчаниками, конгломератами, известняками и аргиллитами в этом районе развиты вулканические породы, относящиеся к формации

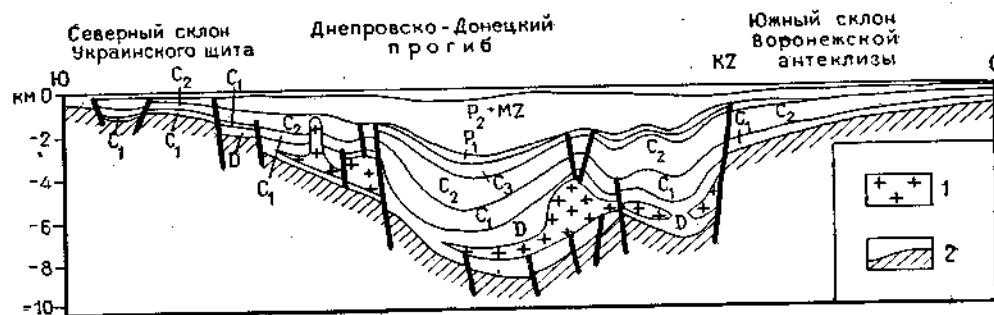


Рис. 13. Схематический профиль через Днепровско-Донецкий прогиб (по В. Е. Бураковскому и др.):  
1 — каменная соль; 2 — докембрийский фундамент

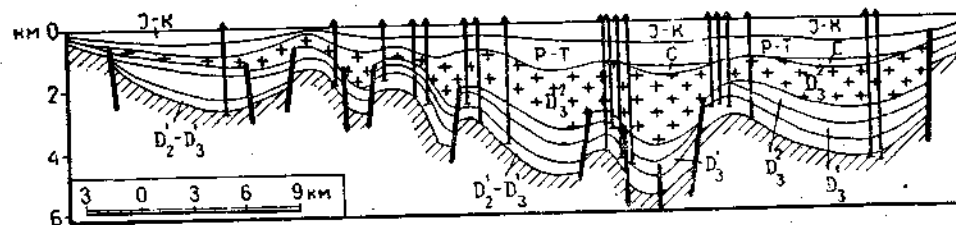


Рис. 14. Геологический профиль Припятского прогиба (по Е. В. Постникову). Крестиками отмечены калийная и натриевая соли

щелочных оливиновых базальтов: оливиновые базальты, щелочные базальты, трахиандезито-базальты, лимбургиты, авгититы и другие. В верхней части разреза появляются трахилипариты и их туфы, т. е. существенно кислые породы с повышенной щелочностью. Мощность осадочного и вулканогенного девона превышает 0,5 км. Верхнедевонские покровы толентов базальтов обнаружены и на юго-восточных склонах Воронежской антеклизы. В соляных куполах Днепровско-Донецкого прогиба часто попадаются обломки щелочных базальтов, указывающие на широкое развитие вулканизма. Скважины вскрыли верхнедевонские базальты и на Волго-Уральской антеклизе. В позднем девоне на Кольском полуострове происходило внедрение кольцевых интрузий щелочных пород (Ловозерский, Хибинский и другие массивы, рис. 15). Следовательно, в течение среднего и позднего девона во многих районах платформы имел место магматизм, продукты которого подразделяются на типичные траппы, щелочно-базальтовые и щелочно-ультраосновные, тяготеющие к зонам крупных разломов.

Таким образом, девонский период на Восточно-Европейской платформе ознаменовался существенной перестройкой структурного плана. Раннедевонская эпоха была временем почти повсеместных поднятий. В эйфельское время происходили локальные опускания. Начавшаяся

в живетском веке трансгрессия достигла максимума в раннефаменское время, после чего произошло сокращение морского бассейна, его обмеление и создалась сложная картина распределения фаций с преобладанием лагунных. Дифференцированные тектонические движения сопро-

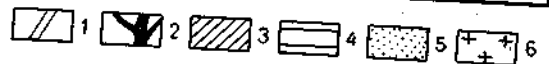
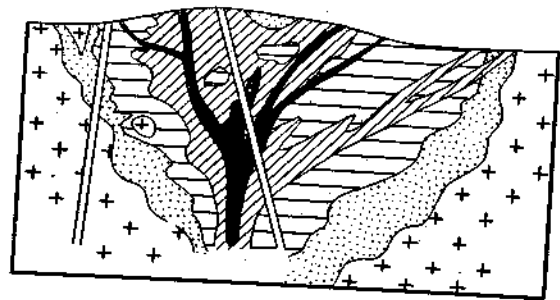


Рис. 15. Схематический разрез Ловозерского щелочного массива (по И. В. Буссен и А. С. Сахарову):

1 — дайки щелочных лампрофиров; 2 — луавриты; 3 — эвдиалитовые луавриты; 4 — луавриты — фойяит-уртиты; 5 — нефелино-содалитовые интрузии; 6 — гнейсы

считают, в Прибалтике, на Воронежской и Белорусской антеклизях. Во многих местах, где эти отложения перекрыты более молодыми породами, они вскрыты большим количеством скважин.

Среди крупнейших отрицательных структур каменноугольного периода можно назвать Московскую синеклизу, Днепровско-Донецкую впадину, на западе платформы формировалась Польско-Литовская, а на востоке — Восточно-Русская впадина, которая в отличие от девонского времени приобрела четко выраженную меридиональную ориентировку. На северо-востоке существовала Печорская впадина, в то время как Тиман испытывал относительное поднятие. На юго-востоке платформы продолжала прогибаться Прикаспийская впадина. В связи с важным практическим значением каменноугольных отложений их стратиграфия разработана очень подробно.

В карбоне наибольшим распространением пользуются карбонатные осадки, а в подчиненном количестве находятся песчано-глинистые толщи. Распределение фаций в каменноугольных отложениях характеризуется большой сложностью ввиду быстро менявшейся палеогеографической обстановки и прихотливости очертаний береговых линий водоемов. Классическим разрезом карбона считаются разрезы южных окраин Московской синеклизы, где выделяются все три отдела и все ярусы, кроме башкирского. Каменноугольные отложения начинаются здесь турнейским ярусом, залегающим местами с незначительным перерывом на верхнем девоне. Нижняя часть турне представлена известняками с прослоями глин (около 30 м), а верхняя — глинами и песками (10—12 м). В результате поднятий, охвативших платформу в позднем турне, отложения визейского яруса налегают с размывом на нижележащих толщах, причем величина этого перерыва увеличивается в западном направлении, но размыв был очень различный в разных местах. Нижняя часть и низы средней части визейского яруса слагаются перелетающимися континентальными, речными, озерными и болотными

воздались щелочным основным, щелочно-ультраосновным и трапповым магматизмом.

В каменноугольный период сохранился примерно тот же структурный план, который сложился к концу девонского времени. Области максимальных прогибаний находились в пределах Восточно-Русской впадины, тяготея к Уральской геосинклинали.

Отложения карбона распространены на платформе весьма широко, отсутствуя лишь на Балтийском и Украинском

отложениями: глинами, песками, песчаниками, реже известняками, мергелями с резко меняющейся мощностью, от первых десятков метров до 0,4 км. В этих отложениях содержатся прослойки каменного и бурого угля, образующие месторождения Подмосковского бассейна, в районе Селижарово и Боровичей. В пределах Волго-Уральской области с нижневизейскими песчаниками толщами связаны месторождения нефти. На севере плиты, у Тихвина, к этим же отложениям приурочены бокситы и огнеупорные глины. Кое-где встречаются залежи озерных железных руд. Формирование угленосных пород происходило в условиях обширных низменных равнин, в районах дельт медленно текущих по ним рек. Именно в визейском веке впервые началось интенсивное углеобразование. Широкое развитие терригенных пород в ранневизейское время, очевидно, обусловлено поднятиями по северо-западной и западной периферии Русской плиты.

В среднем и позднем визе и в раннем намюре огромные пространства плиты были заняты мелководным морем, в котором отлагались почти исключительно известняки и доломитизированные известняки, достигающие 0,25 км мощности в восточных районах.

В позднем намюре вновь происходит поднятие, и отложения башкирского яруса в центре и на юге Московской синеклизы отсутствуют. Но башкирский ярус присутствует в Поволжье, где представлен на западе крайне маломощной пачкой глин, песков и песчаников прибрежно-морского и континентального происхождения. К востоку они замещаются известняками (0,25 км). В позднебашкирское время поднятия охватывают центральную часть плиты, и низы московского яруса представлены маломощными (до 70 м) песками, глинами, местами сульфатными, красноцветными, отложившимися в лагунных, дельтовых и континентальных условиях. Остальная часть московского яруса слагается в низах мергелями, известняками и доломитами с прослоями глин и песков, а выше — чистыми известняками. Мощность среднего карбона увеличивается от 0,1 км на западе до 0,4—0,5 км на востоке. Верхний карбон сложен почти исключительно известняками (0,1—0,4 км), примесь терригенного материала в которых нарастает в западном направлении.

Таким образом, каменноугольные отложения центральных районов Русской плиты характеризуются преимущественно карбонатными породами, лишь в нижнем визе и в низах московского яруса встречаются песчано-глинистые толщи, фиксирующие собой размывы. Максимальные мощности карбона достигают в Московской синеклизе 0,4 км, а на востоке и юго-востоке плиты — более 1,5 км.

Разрез карбона на западе плиты, в Львовско-Волинском угленосном бассейне, отличается от вышеописанного тем, что в нижнем визе распространены известняки, а угли появляются в верхнем визе и в башкирском ярусе среднего карбона, причем угленосная толща достигает 0,4 км, а суммарная мощность карбона — 1 км.

Каменноугольные отложения широко развиты на Тимане и в Печорской впадине, где их мощность превышает 1,3 км. В низах карбона распространены терригенные породы, но в остальной части разреза присутствуют известняки и доломиты.

В Днепровско-Донецкой впадине каменноугольные отложения развиты широко и представлены в нижней своей части (нижний карбон — башкирский ярус среднего карбона) преимущественно морскими терригенными и реже карбонатными породами, а в верхней (московский ярус среднего карбона — верхний карбон) — терригенными, главным образом пестроцветными континентальными породами. Мощность отложе-

ний, достигающая на юго-востоке впадины вблизи Донбасса почти 2 км, к северо-западу уменьшается до 0,2—0,3 км.

Каменноугольные отложения Донбасса, складчатое сооружение которого далеко вдается в тело платформы, резко отличаются от таких же по возрасту отложений других районов Русской плиты. Несомненно, что Донбасс тесно связан со структурами северной части Скифской плиты. По простиранию он сменяется Днепровско-Донецкой впадиной. Для того чтобы яснее представить себе отличия Донбасса и его тектоническую позицию, мы рассмотрим его здесь, в разделе о платформе, хотя, строго говоря, это следовало бы сделать в главе об эпипалеозойской Скифской плите.

Исключительный интерес представляют собой каменноугольные отложения Донбасса, обладающие огромной (более 10 км) мощностью и полной разреза. Отложения нижнего карбона в составе турнейского яруса и нижнего визе, с резким размывом залегающие на докембрийских и девонских отложениях, представлены доломитами и известняками мощностью не более 0,5 км. Но начиная с верхнего визе картина резко меняется и на смену известнякам приходит колоссальная толща песчано-глинистых отложений с прослоями известняков и углей, охватывающая интервал от верхнего визе до нижней части верхнего карбона. Эта так называемая «продуктивная» толща сложена чередующимися прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков и углей, причем на долю известняков приходится не более 1%, а на долю углей — 1,1—1,8%. Весь остальной объем толщи представлен алевролитами, аргиллитами (до 85%) и в меньшей степени — песчаниками (до 45%). Несмотря на то что пласты известняков не превышают 1—3 м в мощности, они выдерживаются на большом расстоянии и являются прекрасными маркирующими горизонтами. Отложения верхнего визе и намюра достигают 3 км мощности, среднего карбона — 6 км, а верхнего — 3 км. Примерно со второй половины верхнего карбона угленосность быстро падает, появляются красноцветы и разрез венчается континентальными пестроцветными отложениями верхов верхнего карбона — араукариевой свитой с окаменевшими стволами араукарий.

Таким образом, низы нижнего карбона представлены морскими фашиями, верхи нижнего карбона, средний и верхний — морскими и континентальными. Суммарная мощность карбона превышает 10—12 км, а восточнее г. Шахты, возможно, достигает даже 20 км. Для каменноугольных отложений Донбасса характерна ритмичность в строении, являющаяся следствием пульсирующих тектонических движений, когда поднятия чередовались с опусканиями. В западном направлении угленосность очень быстро падает, также как и общая мощность карбона, не превышающая на западе Днепровско-Донецкой впадины 0,3—0,7 км, но в центральных частях достигающая 2,5 км. До башкирского века включительно в этих районах преобладают морские условия осадконакопления, а начиная с московского века — континентальные.

Угленосные толщи Донбасса являются классическим примером параллельной угленосной формации, образовавшейся в быстро меняющейся палеогеографической обстановке, когда неглубокое море уступало место лагуне или даже прибрежной зоне. И такое чередование условий происходило сотни раз. Периоды углеобразования характеризовались влажным и жарким климатом, а в остальное время он был более сухим, но также жарким.

**Выводы.** Для каменноугольного периода необходимо подчеркнуть ясно выраженную меридиональную ориентировку главных прогибов, тогда как в девонский период она была видна менее отчетливо. Восточ-

ные области Русской плиты погружались гораздо интенсивнее западных и центральных, и там господствовали условия открытого, хотя и неглубокого морского бассейна. Три волны поднятий, имевших место в позднем турне, позднем визе и в раннебашкирское время, лишь кратковременно прерывали устойчивое погружение плиты. Позднекаменноугольная эпоха характеризовалась медленными поднятиями, в результате которых море мелело и в жарком сухом климате начинали накапливаться доломиты, гипсы и ангидриты. Но наибольшим своеобразием отличалось ранневизейское время, когда существовали довольно расчлененный рельеф и крайне сложная фашиальная обстановка.

В пермский период структурный план платформы в целом на-следует таковой каменноугольного периода. Особенно тесная связь существует между верхним карбоном, ассельским и сакмарским ярусами нижней перми, которые литологически весьма сходны с ним. Во второй половине пермского периода на платформе происходят поднятия, по-видимому, индуцированные орогеническими движениями в Уральской геосинклинали, и область накопления осадков приобретает еще более четкую меридиональную ориентировку, явно тяготея к Уралу. По восточной границе платформы с растущими горными сооружениями Урала в пермское время закладывается Предуральский краевой прогиб, в процессе своего развития как бы «накатывавшийся» на платформу. Как и в каменноугольное время, максимальная мощность пермских отложений наблюдается на востоке. Пермские морские отложения характеризуются довольно бедной фауной, что обусловлено повышенной или пониженной соленостью бассейнов того времени.

Пермь широко распространена в пределах платформы, обнажаясь на востоке, юго- и северо-востоке. В Прикаспийской впадине пермские отложения известны в соляных куполах, по данным бурения и геофизики, они имеют мощность в несколько километров. На западе Русской плиты пермь известна в Польско-Литовской и в Днепровско-Донецкой впадинах.

Нижняя пермь в составе ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов хорошо изучена в Московской синеклизе и Волго-Уральской области. Ассельские и сакмарские отложения представлены в нижней части разреза известняками и доломитами, кое-где терригенными породами, а в верхней начинают появляться пачки песчаников, алевролитов, глин, прослой гипсов и ангидритов. В районе Окско-Цнинского вала мощность отложений сакмарского яруса не превышает 0,1 км, увеличиваясь в Ишимбаевском Приуралье до 0,2—0,3 км. Уже в сакмарском веке на границе с Предуральским краевым прогибом в зоне крутых флексур начинают расти мшанковые, гидроактиниевые и другие рифы, образующие длинную цепочку, вытянутую с севера на юг. Особенно энергично рифовые постройки формировались в артинский век. На западе плиты артинские отложения ограничены районом современного Окско-Цнинского вала и представлены доломитами, ангидритами и гипсами, иногда с песчано-глинистыми прослоями. С первых десятков метров мощность артинского яруса увеличивается на востоке до 0,25 км. Кунгурские отложения еще более ограничены в своем распространении и не проникают западнее меридиана г. Куйбышева. Они сложены также доломитами (в низах разреза), ангидритами, глинами, мергелями и гипсами, накапливавшимися в условиях огромной лагуны, в которую лишь периодически вторгалось море. Соленосные толщи, столь широко развитые в Предуральском краевом прогибе, в кунгурских отложениях плиты почти полностью отсутствуют, но, по-видимому, обладают большой мощностью (до 3 км) в Прикаспийской впадине.

Ввиду того что раннепермское море проникало на платформу с северо-востока, в районе Тимана и Печорской впадины преобладают известняки с богатой фауной нормального морского бассейна, но в юго-западном и западном направлениях они замещаются сульфатными и хлоридными осадками лагун.

Начало поздней перми ознаменовалось регрессией моря, и нижняя часть казанского яруса представлена очень пестрой по составу толщей пород: красноцветными конгломератами, галечниками, песчаниками, глинами, мергелями так называемой уфимской свиты. Снос обломочного материала явно происходил с Урала, образуя типичную красноцветную континентальную толщу с очень характерными медистыми песчаниками, образовавшимися за счет разрушения коренных месторождений меди на Урале. Остальная часть казанского яруса в довольно узкой меридиональной полосе представлена морскими известняками и лагунными доломитами и мергелями. К востоку они замещаются мощной красноцветной континентальной толщей с линзами конгломератов и галечников. Мощность отложений казанского яруса на востоке составляет сотни метров, а на западе едва достигает первых десятков метров. Отложения татарского яруса верхней перми развиты только на северо-востоке и востоке платформы, местами залегают на нижележащих отложениях с перерывом и представлены сложно построенной пестроцветной континентальной толщей осадков, среди которых преобладают различно окрашенные мергели, а также глины, пески, песчаники. Все эти отложения накапливались за счет многочисленных рек, которые текли через всю платформу, образуя на западе толщи дельтовых отложений. Еще в прошлом веке на берегах Северной Двины в них была обнаружена богатая фауна позвоночных — амфибий и рептилий. Мощность отложений татарского яруса на востоке достигает 0,6—0,7 км. Следует подчеркнуть, что верхнепермские отложения с трудом подразделяются на ярусы, особенно в восточных районах платформы.

В центральных частях Печорской впадины пермь достигает не менее 2 км мощности и представлена полным разрезом морских карбонатных и континентальных отложений.

Чрезвычайно большую роль играют пермские отложения в строении Прикаспийской впадины. Начиная от Татарского свода Волго-Уральской антеклизы в южном направлении мощность пермских отложений постепенно нарастает. На широте Бугуруслана карбонатно-глинистая морская нижняя пермь достигает примерно 0,3—0,5 км мощности. В прибрежно-морских отложениях казанского яруса появляются линзы каменной соли. В южном направлении эти отложения замещаются песчано-глинистыми континентальными фациями. Резкое увеличение мощности пермских отложений в мощности происходит в зоне Перикаспийских дислокаций. Верхнепермские отложения, заполняющие пространства между многочисленными соляными куполами, как показали результаты сейсморазведки, имеют мощность не менее 4 км. По-видимому, суммарная мощность колоссальной толщи пермских отложений составляет около 8 км. До настоящего времени не совсем ясно, только ли кунгурская соль присутствует в этом районе? Вполне возможно, что здесь есть и более древние соленосные толщи, в частности верхнедевонские.

Чрезвычайно мощная (до 3 км) толща пермских отложений развита в западных районах Донбасса, в Артемовской и Кальмиусской впадинах, а в северо-западном направлении, в пределах Днепровско-Донецкой впадины, пермь сокращается в мощности до 0,3 км. В основании пермских отложений в Донбассе, лежащих на араукаритовой свите

верхнего карбона, располагается толща пестрых медистых песчаников, красноватых заглипсованных глин и алевролитов. Выше по разрезу терригенные породы сменяются преимущественно известняками и доломитами, на которых располагается соленосная толща, состоящая из чередующихся прослоев глин, мергелей, алевролитов, каменной соли и ангидритов (рис. 16). Над соленосной толщей с несогласием залегают пестроцветные песчано-конгломератовые отложения. Возрастное расчленение этого сложно построенного разреза проводится условно, и отложения выше соленосной толщи (песчано-конгломератовые) считаются верхнепермскими, хотя, возможно, они принадлежат уже нижнему триасу.

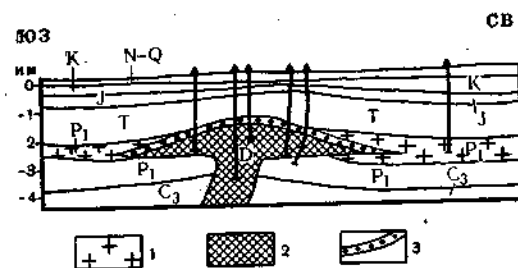


Рис. 16. Машевский соляной купол в Днепровско-Донецком прогибе:  
1 — пермская каменная соль; 2 — девонская каменная соль; 3 — зона брекчий

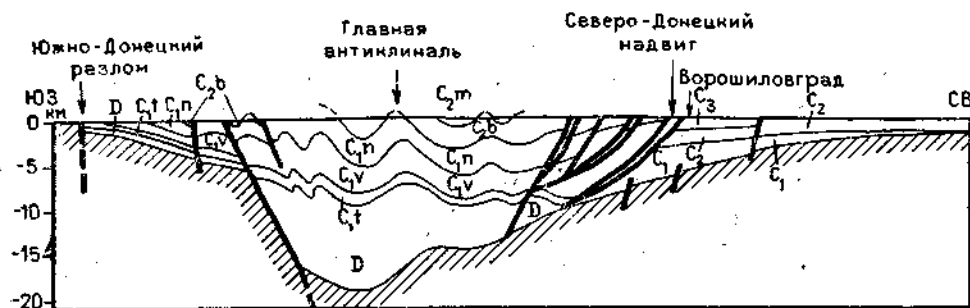


Рис. 17. Схематический разрез Донецкого складчатого сооружения (по В. Н. Гладких и В. И. Якимович)

В раннепермское время прогиб Большого Донбасса, зажатый между кристаллическими массивами Воронежской антеклизы и Украинского щита, подвергся интенсивной складчатости, охватившей, однако, лишь центральную часть прогиба, тогда как борта испытали только слабые деформации, приобретаю форму пологих моноклиналей (рис. 17). Складчатость довольно быстро затухает в западном направлении, по простиранию прогиба.

В целом Донбасс характеризуется развитием линейных, весьма протяженных складок, длина которых достигает сотен километров, полностью заполняющих все пространство. Тем не менее общий рисунок складок довольно простой. Преимущественное распространение имеют

широкие, плоские синклинали и узкие антиклинали, осложненные взбросами и надвигами. По данным В. С. Попова, по северной окраине Донбасса выделяются зоны мелкой складчатости и надвигов, по южной — сбросов, а центральная зона прогиба занята крупными линейными складками. На западе замыкание прогиба выражено Артемовской и Кальмиусской впадинами. Маломощные пермские отложения (до 0,1 км), представленные песчаниками, известняками, гипсами и ангидритами, известны и на крайнем западе платформы, в пределах Польско-Литовской впадины.

Как мы убедились, Донбасс резко отличается от платформенных структур и обладает чертами, сближающими его как с краевыми прогибами, так и геосинклиналями. Отсутствие грубого материала указывает, однако, на то, что горного рельефа в Предкавказье в это время не было. Геосинклинальные черты также выражены неполно: складчатость проявлена слабо, метаморфизма и магматизма нет. Кроме того, прогиб развился на платформенном основании.

Таким образом, пермский период на Восточно-Европейской платформе характеризовался сложной палеогеографической обстановкой, частой миграцией мелководных морских бассейнов и преобладанием континентальных условий в конце поздней перми, когда почти вся платформа вышла из-под уровня моря, но на востоке и юго-востоке осадконакопление продолжалось. Пермские отложения платформы, особенно верхнепермские, находятся в очень тесной связи с молассами Предуральяского краевого прогиба. Нижний отдел пермской системы литологически резко отличается от верхнего и представлен преимущественно карбонатными породами, в верхах разреза сильно загипсованными. Песчано-глинистых пород очень мало. Общая мощность нижнепермских отложений не выходит за пределы первых сотен метров, но возрастает на востоке Русской плиты. Верхний отдел пермской системы сложен почти повсеместно терригенными породами, лишь в северно-восточных районах казанский ярус представлен известняками и доломитами. Мощность верхней перми также составляет первые сотни метров, но резко возрастает на востоке и в Прикаспийской впадине. Климат пермского периода был жарким, временами субтропическим, но в целом характеризовался значительной сухостью. На севере преобладали условия гумидного климата умеренных широт. В пермское время имело место проявление магматизма на Кольском полуострове, где формировались сложные массивы нефелиновых сиенитов — Хибинский и Ловозерский. Вулканизм проявился и в районе грабена Осло.

Отложения триасовой системы, особенно ее нижнего отдела, тесно связаны с отложениями татарского яруса верхней перми. Незначительные поднятия в конце пермского времени вновь сменились опусканиями, но осадконакопление в раннем триасе происходило на значительно меньшей площади. Структурный план несколько изменился. Огромная Восточно-Русская впадина распалась на несколько изолированных впадин. Поднялась Волго-Уральская антеклиз. Отложения нижнего триаса залегают местами с размывом на более древних породах и шире всего распространены на поверхности в северо-восточной части Московской синеклизы. Они развиты и в Прикаспийской впадине, в Днепровско-Донецкой, а также в районе Польско-Литовской впадины на крайнем западе платформы. Повсеместно, кроме Прикаспия, нижний триас представлен пестроцветной континентальной ветлужской серией, сложенной песчаниками, глинами, мергелями, редко озерными известняками. Обычно можно проследить несколько ритмично построенных пачек, начинающихся более грубым и заканчивающихся тонким мате-

риалом. Обширные, очень мелкие пресные бассейны часто меняли свои очертания, иногда полностью исчезая. Обломочный материал приносился с востока, с разрушающихся палеоуральских гор, а также с Балтийского и Украинского щитов, Воронежской, Волго-Уральской и Белорусской антеклиз. Медленно текущие, мигрирующие реки разносили его по низменной равнине. Мощность пестроцветов ветлужской серии на северо-востоке составляет 0,15 км, в районе Галича — 0,3 км, в Прибалтике — около 0,3 км, а в Днепровско-Донецкой впадине увеличивается до 0,6 км. В среднем триасе почти вся территория платформы была охвачена поднятиями, кроме Прикаспийской впадины, и практически отложения этого возраста неизвестны, хотя в последнее время появились данные о наличии среднего триаса по окраинам Донбасса и в Днепровско-Донецкой впадине. Верхний триас в виде маломощных глинистых отложений с прослоями песчаников известен в Днепровско-Донецкой впадине и в Прибалтике.

Особый интерес представляет разрез триаса в Прикаспийской впадине, где он распространен на всей ее площади и обладает большой мощностью. В центральных частях впадины нижний триас залегает согласно на отложениях татарского яруса, но в ее краевых участках в основании триаса наблюдается размыв. Важной особенностью разреза нижнего триаса является присутствие в нем морских отложений — глин с прослоями известняков, содержащих фауну аммонитов гималайского типа, свидетельствующую о трансгрессии моря с юга. Знаменитый разрез морского нижнего триаса был уже давно описан на горе Большое Богдо. По-видимому, трансгрессии были периодическими и кратковременными, так как нижний триас в основном сложен континентальными кварцевыми песчаниками, красноцветными и пестроцветными глинами, мергелями. Последние данные бурения, в том числе и сверхглубокой Аралсорской скважины, указывают на присутствие и среднего триаса мощностью до 0,8 км, сложенного, в отличие от нижнего триаса, известняками и реже доломитами. Терригенные же породы находятся в резко подчиненном количестве и слагают низы и верхи разреза. Верхний триас представлен красноцветными песчано-глинисто-мергелистыми породами. Общая мощность триаса превышает 2 км.

Климатические условия в триасовый период были аридными, однако в раннетриасовую эпоху по сравнению с татарским веком влажность была повышенной. В позднем триасе климат становится гумидным. В целом триасовые отложения характеризуются сложным набором континентальных фаций: речных, озерных, пролювиальных. Морские развиты только на крайнем юго-востоке. Преимущественная окраска пород — красная, бурая, оранжевая.

**Выводы.** Резюмируя сказанное об отложениях герцинского комплекса и герцинского этапа развития Восточно-Европейской платформы, следует подчеркнуть ряд основных положений.

1. Длительность герцинского этапа составляет примерно 150 млн. лет и охватывает время от среднего девона до нижнего и среднего триаса включительно.
2. Суммарная мощность осадков колеблется от 0,2—0,3 до 10 км и более (в Прикаспийской впадине).
3. Начало этапа сопровождалось перестройкой структурного плана, энергичными тектоническими движениями и широким проявлением щелочно-базальтового и траппового вулканизма.
4. Структурный план на протяжении герцинского этапа развития оставался практически неизменным. Площадь, занятая поднятиями, к концу этапа постепенно увеличивалась.



5. В течение герцинского этапа на большей части платформы преобладали погружения, особенно в начале этапа, что резко отличает его от каледонского.

6. В середине и особенно в конце этапа ориентировка прогибов была меридиональной, причем области прогибания постепенно оттеснялись на восток. Такое расположение прогибов обусловлено влиянием герцинской геосинклинали Урала.

7. В конце этапа была сформирована Русская плита в границах, очень близких к современным. Ряд впадин в пределах плиты прекратил свое существование, например Московская синеклиза.

8. Нижние части разреза герцинского комплекса слагаются преимущественно терригенными отложениями, местами соленосными. В середине разреза широким распространением пользуются карбонатные толщи, в верхах снова сменяющиеся терригенными, красноцветными, реже соленосными отложениями.

9. В течение всего этапа климат оставался жарким, то влажным, то более засушливым.

**Нижнеюрский — кайнозойский комплекс.** В среднем и позднем триасе на Восточно-Европейской платформе господствовали поднятия. Эта же тенденция сохранялась и в ранней юре, когда осадконакопление происходило лишь в Прикаспийской и Украинской впадинах. В средней юре происходит перестройка структурного плана и погружения постепенно охватили большую площадь Русской плиты. Трансгрессия достигла максимума в середине поздней юры, когда образовался широкий и плоский меридиональный прогиб, соединивший Арктическое и Южное моря. В раннем мелу площади прогибания несколько сократились, а в начале позднего мела произошло изменение структурного плана и прогибы, сосредоточившись только в южной половине платформы, приобрели широтную ориентировку. В начале альпийского этапа развития возникли новые области прогибаний: Ульяновско-Саратовская, Причерноморская и Украинская впадины, причем последняя наследовала Днепровско-Донецкий прогиб, захватив прилегающие участки Воронежской антеклизы и Украинского щита. Области прогибаний отделялись друг от друга относительными поднятиями (рис. 18).

Районы распространения юрских, меловых и кайнозойских отложений на юге Восточно-Европейской платформы тесно связаны с разновозрастными отложениями чехла Скифской эпипалеозойской плиты, обрамляющей платформу с юга. Зоны прогибаний постепенно, хотя и неравномерно, оттеснялись в южном направлении. В плиоценовое и четвертичное время на всей территории платформы происходила активизация тектонических движений.

Отложения юрской системы широко распространены на Восточно-Европейской платформе, особенно в ее центральной и южной частях. На крайнем юге существовала огромная низменная прибрежная равнина. В юре области прогибания и осадконакопления располагались в Польско-Литовской, Украинской, Причерноморской, Прикаспийской, Ульяновско-Саратовской и Печорской впадинах.

Нижнеюрские отложения известны в Украинской впадине, где они представлены лимнической угленосной толщей, состоящей из песчаников и прослоев бурых углей, а также морских песчано-глинистых отложений мощностью до 0,4 км. В Саратовском Поволжье, в Причерноморской впадине и, возможно, в Прикаспийской лейас слагается однообразными и маломощными песчано-глинистыми континентальными отложениями с углистыми прослоями.

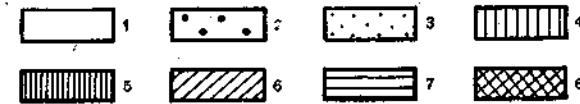
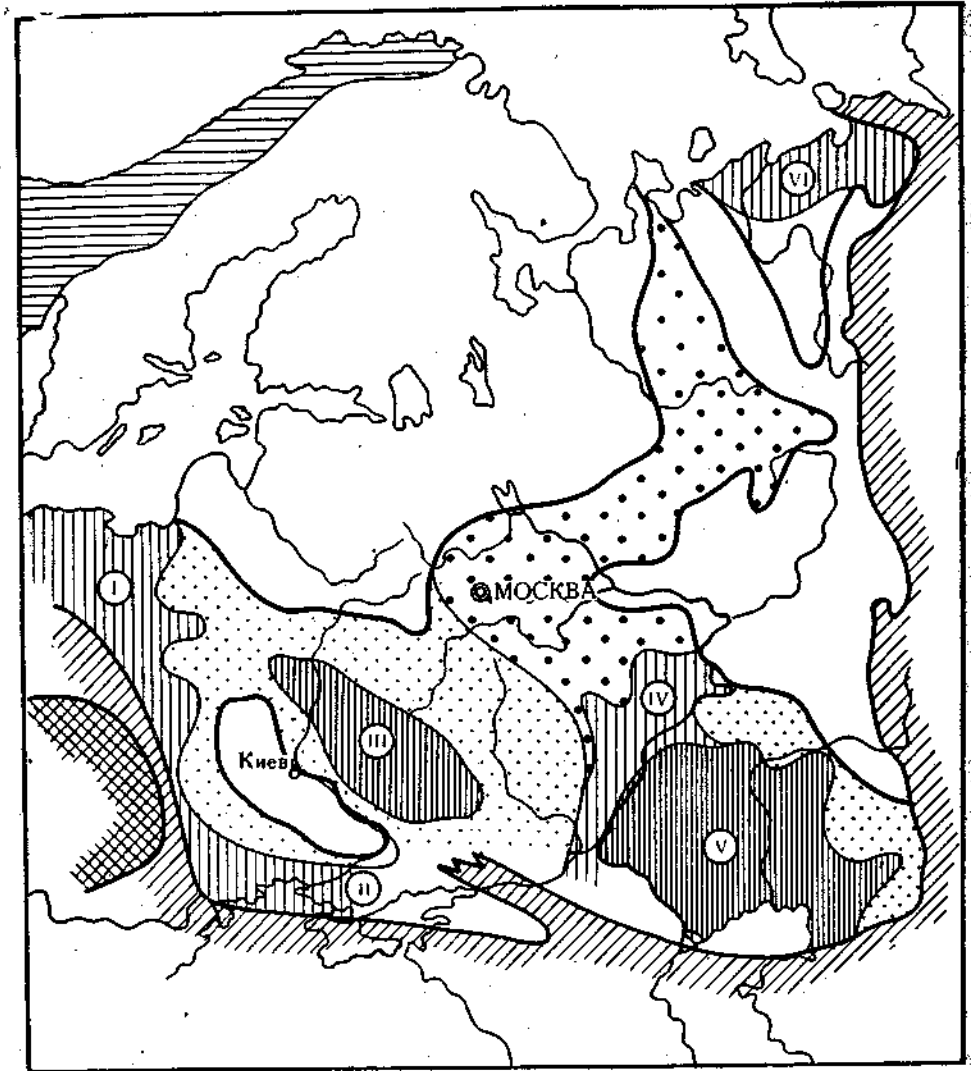


Рис. 18. Основные структуры Восточно-Европейской платформы на альпийском этапе развития (по М. В. Муратову, с упрощением):  
 1 — области устойчивых поднятий; 2 — позднеюрские прогибы; 3 — области слабого прогибания в юрском и меловом периодах; 4 — позднемеловые прогибы; 5 — основные палеогеновые прогибы; 6 — герциниды; 7 — каледониды; 8 — геосинклинали;  
 I — Польско-Литовская впадина; II — Причерноморская впадина; III — Украинская впадина; IV — Ульяновско-Саратовская впадина; V — Прикаспийская впадина; VI — Печорская впадина

В среднеюрскую эпоху начинаются погружения, которыми охватывается значительная часть Русской плиты. Море трансгрессирует с юго-востока и с севера и проникает в Ульяновско-Саратовскую и Украинскую впадины, где известны морские терригенные, песчано-глинистые отложения мощностью до сотни метров, и только в Донбассе пески и темные глины средней юры достигают 0,5 км. В Польско-Литовской и Печорской впадинах к средней юре относятся песчано-глинистые породы континентального и частично прибрежно-морского происхождения мощностью до 40 м.

В позднеюрскую эпоху, начиная с келловейского века, почти вся восточная и центральная части Русской плиты заливаются морем вследствие разрастания погружений, план которых наметился уже в средней юре. Морские отложения верхней юры доходят до Рыбинска.

К югу от Украинской впадины, где известны морские верхнеюрские отложения, располагалась область субширотных поднятий, на которых верхняя юра отсутствует. Воронежская антеклизиса хотя и перекрывалась морем, но все время испытывала относительное поднятие, следствием которого явилась незначительная мощность и мелководность осадков верхней юры в ее пределах. Арктическое и Южное моря соединялись широким проливом на востоке плиты, но эта связь не была постоянной и временами прерывалась. Максимум трансгрессии приходится на первую половину поздней юры — нижеволжский век. Среди отложений верхней юры преобладают мелководные осадки, представленные темными глинами, различными песками, в том числе глауконитовыми с фосфоритовыми желваками, кое-где достигающими промышленных скоплений. Встречаются также горючие сланцы (Сызрань), образовавшиеся в условиях застойных илистых котловин за счет водорослей (сапропелиты), а в Прикаспийской впадине с верхнеюрскими отложениями связаны месторождения нефти и газа. Наряду с морскими отложениями в отдельных местах развиты и континентальные, озерные и речные пески и глины, реже мергели. На юге и юго-западе плиты в позднеюрское время накапливались карбонатные и пестроцветные отложения. В Поволжье юрские отложения достигают 0,2 км, а в районе южной Эмбы — около 1 км. Мощность юрских отложений с севера и запада повсеместно увеличивается в сторону Прикаспийской впадины.

Наибольшим литологическим разнообразием характеризуются отложения нижеволжского яруса верхней юры, в которых широко развиты глины преимущественно темной окраски, пески, фосфориты, горючие сланцы, мергели, кремнистые известняки. Климат юрского периода был жарким и влажным, а на юге и юго-западе плиты — аридным. В конце ранневолжского века погружения ослабевают и своего максимума регрессия достигает в поздневолжский век. Таким образом, в конце поздней юры Русская плита была охвачена всеобщим поднятием.

Отложения меловой системы пользуются на платформе широким распространением. Нижний мел и сеноманский ярус верхнего отдела слагаются преимущественно песчано-глинистыми породами, тогда как остальная часть верхнего мела — почти исключительно карбонатными. Между аптом и альбом произошла перестройка структурного плана. Доальбские отложения наследовали позднеюрские структуры и накапливались главным образом в восточной и центральной областях Русской плиты, образуя широкую меридиональную полосу. Альбские и верхнемеловые отложения приурочены к широтной зоне на юге плиты, тяготея к Альпийско-Средиземноморскому поясу.

Нижний мел представлен всеми своими ярусами. Как пространственно, так и литологически он тесно связан с верхней юрой. В широ-

кой меридиональной полосе от Прикаспийской до Печорской впадины развиты преимущественно морские отложения нижнего мела, характерной особенностью которых является присутствие большого количества конкреций фосфоритов. В Украинской и Польско-Литовской впадинах распространены главным образом песчано-глинистые континентальные отложения нижнего мела, а на южном склоне платформы, в Причерноморье, развиты морские отложения только альбского яруса. Нижнемеловые отложения обладают небольшой мощностью, в первые десятки, редко первые сотни метров, достигая значительных величин лишь в Прикаспийской впадине. В этом районе нижний мел представлен мощной (0,5—0,8 км) толщей пестроцветных песчано-глинистых, континентальных и морских отложений. С барремским и альбским ярусами связаны нефтеносные горизонты, в частности в нижнем течении Эмбы. В других районах весьма характерно подавляющее преобладание в разрезах разнообразных глин: преимущественно темных, слюдистых, песчаных, углистых. Повсеместно (валанжинский ярус) присутствуют пески, часто глауконитовые с фосфоритами, образуя широко распространенный горизонт (рязанский). Интересно, что этот горизонт сложен как первичными, так и переотложенными фосфоритовыми желваками из юрских отложений. В верховьях р. Вятки валанжинский фосфоритовый горизонт мощностью 0,5—0,7 м разрабатывается. Фосфориты почти полностью исчезают из разреза нижнемеловых отложений выше готеривского яруса.

Отложения верхнего мела широко распространены в южной половине платформы, где они достигают мощности в сотни метров, особенно в Прикаспийской, Украинской и в Польско-Литовской впадинах. В более северных районах, например в Московской синеклизе и на Воронежской антеклизе, верхнемеловые отложения маломощны или даже полностью уничтожены последующей эрозией. Среди отложений верхнего мела выделяются все ярусы. Позднемеловое море не было так изолировано, как нижнемеловое, и имело прочные и постоянные связи с бассейнами на территории Западной Европы. Как уже отмечалось, верхний мел представлен почти исключительно карбонатными породами: известняками, мергелями, белым писчим мелом, реже опоками и трепелами. Встречаются также пески и песчаники, часто глауконитовые, содержащие желваки фосфоритов.

Сеноманский ярус, тесно связанный с альбом, во всех районах сложен зеленовато-серыми глауконитовыми песками, песчаниками с прослоями конкреций фосфоритов. Только в Польско-Литовской впадине верхи сеномана представлены песчанистыми известняками и мергелями. В верхнемеловых отложениях наблюдается широкое распространение фосфоритов по всему разрезу, однако наиболее важное значение имеют фосфориты сеноманского яруса, разрабатывающиеся в районах Курска и Брянска. Как правило, фосфориты развиты в краевых зонах крупных пологих впадин, полностью исчезая к их центру. Отложения туронского, коньякского, сантонского, кампанского, в меньшей степени маастрихтского и датского ярусов представлены известняками и мергелями, а также белым писчим мелом. Классические разрезы верхнемеловых отложений, неоднократно описывавшиеся в литературе, находятся в районе Ульяновского и Саратовского Поволжья. По южному борту Московской синеклизы и в Заволжье разрез верхнемеловых отложений неполный, с многочисленными перерывами. Гораздо более мощные разрезы (до 0,8—1 км) имеются в Днепровско-Донецкой, Львовской и Прикаспийской впадинах. Трансгрессия начала позднего мела сменилась в маастрихтском веке регрессией, а датские отложения, в связи

с охватившими платформу поднятиями, почти полностью отсутствуют на плите, за исключением района Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин. Мощность верхнемеловых отложений составляет первые сотни метров, лишь в отдельных районах превышая 1 км, что свидетельствует о значительных дифференцированных опусканиях в позднемеловую эпоху.

Кайнозойские отложения распространены только в южной части Восточно-Европейской платформы, причем северная граница развития отложений неогеновой системы располагается южнее, чем палеогеновой, что свидетельствует о сокращении площади осадконакопления во времени и о разрастании поднятий. Морские отложения уступают место прибрежным, озерным.

Отложения палеогеновой системы развиты в Прикаспийской, Ульяновско-Саратовской, Причерноморской и Украинской впадинах, а также в районе Украинского щита, опускавшегося в палеогеновый период. Палеоценовые и эоценовые отложения тесно связаны друг с другом, и области их распространения близки к таковым верхнемеловых отложений.

В раннем палеоцене на платформе еще сказывались поднятия датского века и почти вся она, за исключением Прикаспия и Поволжья, оставалась областью размыва. В дальнейшем происходят опускания, которые распространились и на юго-западную часть платформы. Большое своеобразие палеогеновых отложений юга платформы на территории СССР не позволяет их уверенно сопоставлять с западноевропейскими разрезами и привело к созданию ряда местных стратиграфических схем, например для Поволжья, Днепровско-Донецкой впадины, Причерноморья и т. д.

Палеогеновые отложения в целом представлены фациально изменчивыми песчано-глинистыми, в меньшей степени карбонатными породами. Довольно широко развиты опоки, местами встречаются пласты бурых углей. Преобладают морские фации, среди которых особенно важны марганценозные, но есть и континентальные пески и глины, главным образом озерные и аллювиальные. Мощность палеогеновых отложений колеблется в среднем от десятков до первых сотен метров, увеличиваясь до 1—1,3 км в Прикаспийской впадине.

В восточных районах южной части платформы развиты преимущественно палеоценовые и эоценовые отложения, а на западе, наоборот, шире распространены эоценовые и олигоценовые. В Ульяновско-Саратовской впадине палеоцен представлен песчаниками, глауконитовыми песками с фосфоритами, опоками, трепелами и диатомитами (до 0,1 км). Эоценовые отложения слагаются толщей прибрежно-морских и континентальных глин, алевролитов, песков, песчаников, часто глауконитовых, мощностью около 0,2 км. В основном распространены отложения нижнего и среднего эоцена, а верхнеэоценовые, представленные маломощными песчаниками с фосфоритами, встречаются лишь локально. Еще более спорадически распространены глины.

В Днепровско-Донецкой впадине палеоцен распространен лишь местами. В низах разреза развиты песчано-глинистые породы и мергели с прослоями фосфоритов (10—40 м). В позднем палеоцене в условиях регрессии накапливались песчаные отложения с прослоями углей. Эоценовые отложения, подразделяющиеся, как и палеоценовые, на целый ряд местных свит, с трудом сопоставляемых с разрезом Поволжья, и перекрывающие большую часть Украинского щита, представлены разнообразными песками (кварцевыми, глауконитовыми) и глинами мощностью до 0,1 км. На востоке Украинского щита с эоценовыми

отложениями связаны пачки бурых углей мощностью до 25 м. Олигоценовые отложения — разнообразные пески, глины, опоки, диатомы — развиты весьма широко и покрывают южную часть Украинского щита. В основании олигоценовых отложений в районе Никополя находится месторождение марганца.

Палеогеновые отложения распространены и в Причерноморской впадине, где характер их разрезов близок к разрезам Предкавказья. Преобладают морские песчано-глинистые и карбонатные (палеоцен — эоцен) осадки, которые к северу сменялись континентальными, особенно в палеоцене. Шире всего развиты отложения эоцена (песчаники, мергели, известняки, глины) и олигоцена (глины). Последние отвечают части майкопской серии Предкавказья. Общая мощность — 0,3—0,4 км.

Отложения неогеновой системы распространены в самых южных районах платформы: в Прикарпатье, в Причерноморской и Прикаспийской впадинах, а также в Среднем Поволжье и в долинах Дона и Оки и представлены нижним (миоцен) и верхним (плиоцен) отделами.

Миоцен. На западе, в Прикарпатье, неогеновые отложения залегают прямо на меловых и тесно связаны с отложениями Предкарпатского краевого прогиба. В раннем миоцене прогиб испытывал интенсивное погружение, в связи с чем происходило глубокое врезание речных долин, впадающих в прогиб. На платформе отложения низов миоцена — аквитанского и бурдигальского ярусов — неизвестны. Гельветские маломощные (20—40 м) кварцевые и глауконитовые пески и глины известны в низовьях Днестра и Днепра. В среднем миоцене Черноморский бассейн соединился со Средиземноморским, что привело к повышению уровня моря и его трансгрессии на платформу. Отложения тортонского яруса залегают на всех более древних породах с резким размывом и представлены разнообразными терригенными и карбонатными породами: глинами, песками, известняками, гипсами и ангидритами. В Молдавии и в Западной Украине к тортонскому ярусу относятся рифовые массивы, сложенные мшанками и водорослями и выраженные в рельефе. Мощность тортона обычно 35—40 м. В Причерноморской впадине нижний миоцен развит крайне ограниченно. Средний миоцен (тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты) распространен шире и представлен мелководными морскими отложениями: глинами, песчаниками, песками, известняками мощностью в первые десятки метров. В конце чокракского времени море регрессировало в результате поднятий, поэтому караганский горизонт часто залегают трансгрессивно. Отложения сарматского яруса, обычно подразделяющиеся на три части, шире всего распространены на юге платформы, особенно на юго-западе, где их мощность достигает 250 м. Представлены они известняками, местами рифогенными, мергелями, песками, глинами. Очень характерны горизонты ракушняков мощностью до 20 м. Огромное опресненное сарматское море-озеро имело максимальные размеры в среднем сармате. Сарматский водоем был замкнутым, с обильной фауной, но бедной родовым составом.

После регрессий в позднесарматское время снова происходят погружения и трансгрессия, но меньшая, чем сарматская. Отложения меотического яруса развиты в низовьях Днестра, Южного Буга и Днепра. Представлены они морскими и континентальными осадками — известняками, ракушняками, мергелями, глинами, песками — мощностью в 10—30 м. На юге Молдавии встречаются мшанковые рифы, так же как и сарматские, выделяющиеся ныне в рельефе. В Прикаспийской впадине миоцен выражен маломощной толщей песчаников сарматского яруса, обычно несогласно перекрывающих палеоген.

Таким образом, миоценовые отложения характеризуются сложной фациальной изменчивостью вследствие неоднократных трансгрессий и регрессий морских бассейнов, в которых несколько раз менялась соленость.

Плиоцен. Отложения верхнего отдела неогеновой системы развиты на платформе, главным образом в ее юго-восточной части, в Прикаспийской впадине, и лишь узкой полосой протягиваются по берегу Черного моря, которое большую часть плиоцена не имело связи со Средиземным и только в позднем плиоцене, благодаря образованию системы грабен, соединилось с ним.

Отложения понта залегают с размывом на более древних породах и характеризуются повсеместным развитием известняков-ракушняка, издавна используемых для строительства домов. Глины, пески, мергели, галечники встречаются гораздо реже. Мощность понта не превышает 10—20 м.

На протяжении миоцена и раннего плиоцена (в понтический век) существовал единый Понто-Каспийский бассейн, который распался на два изолированных в конце понтического века. В связи с этим и развитие Каспийского и Черноморского морских бассейнов шло по-разному и схемы стратиграфического расчленения их отложений также различны.

Черноморский бассейн сохранял в плиоцене очертания, близкие к современным, а осадки этого времени представлены маломощными песками и глинами. В Каспийском же бассейне в конце раннего плиоцена имела место регрессия, которая привела к сокращению моря до размеров современной впадины Южного Каспия, причем, по мнению Е. Е. Милановского, уровень воды упал до отметок 0,5—0,6 км ниже уровня океана. Такое понижение водного зеркала вызвало глубокое врезание всех речных долин и вымирание понтической фауны. В среднем плиоцене (век продуктивной толщи) море постепенно возвращалось в свои прежние границы, а в начале позднего плиоцена, в акчагыльский век, произошла большая трансгрессия, достигшая Казани и Уфы в долинах Волги и Камы. Акчагыл представлен глинами, песками, галечниками, реже мергелями максимальной мощностью до 0,2 км.

Регрессия в позднем акчагыде — в начале апшеронского века сменилась менее обширной трансгрессией, примерно достигавшей Саратова и Уральска. Мощность песчано-глинистых пород апшеронского яруса в Прикаспийской впадине около 0,5 км.

Отложения четвертичной системы на Восточно-Европейской платформе представлены различными генетическими типами: ледниковыми, аллювиальными, морскими. Наибольший интерес вызывают моренные образования, отложившиеся в результате трехкратных великих покровных оледенений и представленные глинисто-валунной толщей. В раннем плейстоцене ледник так называемого окского оледенения достиг районов Белоруссии, Москвы, Калуги, Перми. В среднем плейстоцене максимальное днепровское оледенение распространилось еще южнее, в долины Дона и Днепра, огибая Среднерусскую и Приволжскую возвышенности, примерно до 48° с. ш. В позднем плейстоцене валдайское оледенение достигло широты Калинина. Каждое оледенение состояло из нескольких фаз наступания и отступания ледников, фиксируемых горизонтами межледниковых отложений. Центры оледенений располагались в Скандинавии и на Новой Земле. Начиная с днепровского оледенения моренные гряды последующих оледенений располагаются все дальше к северу, фиксируя собой сокращение ледяного покрова и его полное исчезновение к современной эпохе. Ледники полностью исчезали между

днепровским и валдайским и между ранне- и поздневалдайскими оледенениями. Освободившись от тяжелого груза ледникового панциря, Скандинавия до сих пор испытывает быстрое поднятие, стремясь достигнуть изостатического равновесия. По периферии ледников на юге платформы происходило накопление лессовых суглинков мощностью в первые десятки метров.

Морские четвертичные отложения слагают целый ряд террас на побережьях южных и северных морей, они представлены песчано-глинистыми породами и галечниками. Трансгрессии Каспийского моря проникали по долине Волги на север в раннем и среднем плейстоцене вплоть до Сызрани. По другим долинам крупных рек развит комплекс террас.

**Выводы.** Альпийский комплекс Восточно-Европейской платформы представлен отложениями от нижней юры до четвертичных включительно. Длительность формирования комплекса равна примерно 190 млн. лет. Начало альпийского этапа ознаменовалось существенной перестройкой тектонического плана, выразившейся в образовании на месте Восточно-Русской впадины устойчивой области поднятий. Такая же зона поднятий возникла в меридиональной полосе, примерно от Воронежа на Ставрополь. Все участки максимальных опусканий хотя и меняли очертания тяготеют к южной половине платформы. На протяжении всего альпийского этапа области поднятий постепенно разрастались и мигрировали к югу, пока в позднем плиоцене не охватили всей территории платформы. Основные участки прогибаний также в целом сохраняли свои очертания (Польско-Литовская, Причерноморская, Украинская, Прикаспийская впадины и другие), несмотря на изменение структурного плана в середине мела. Важной особенностью этапа являются великие оледенения, охватившие северную половину платформы в четвертичное время.

В низах альпийского комплекса преимущественным развитием пользуются терригенные породы, в поздне меловую эпоху сменившиеся исключительно карбонатными, а затем, в палеогене, снова терригенными и, гораздо реже, карбонатными отложениями.

Магматизм в течение альпийского этапа практически отсутствовал, хотя в последнее время появляются сведения о мезозойском вулканизме на южном склоне Воронежского массива (эффузивы с возрастом 74 млн. лет) и о наличии даек микродиоритов в Донбассе (162—166 млн. лет).

### Особенности структуры Русской плиты

На основании рассмотрения комплексов отложений, слагающих чехол Русской плиты, можно было убедиться в том, что его структура и мощности различных комплексов далеко не одинаковы вследствие движений отдельных блоков эпикарельского фундамента, происходивших длительное время и с разной направленностью. Крупнейшие тектонические элементы плиты — антеклизы, синеклизы, впадины и прогибы — повсеместно осложнены структурами меньшего порядка: сводами, выступами, валами, флексурами, грабенами, куполами и другими, которые формировались либо в течение всего платформенного этапа развития, либо в его отдельные моменты. Поэтому часть структур выражена во всех горизонтах осадочного чехла, а часть проявляется только в определенных толщах пород. Почти все структуры плиты разного масштаба получили собственные наименования.

О структурах нижнего этажа платформенного чехла — грабенообразных прогибах (авлакогенах) — говорилось уже достаточно, а их

строение видно на рис. 10. Следует лишь подчеркнуть, что это не простые грабены, а чаще всего системы отдельных частных грабенов и горстов, сливающихся в протяженный прогиб, обладающий расчлененным дном, как это можно увидеть на примере более молодого, палеозойского Днепровско-Донецкого авлакогена (рис. 19). Некоторые ри-

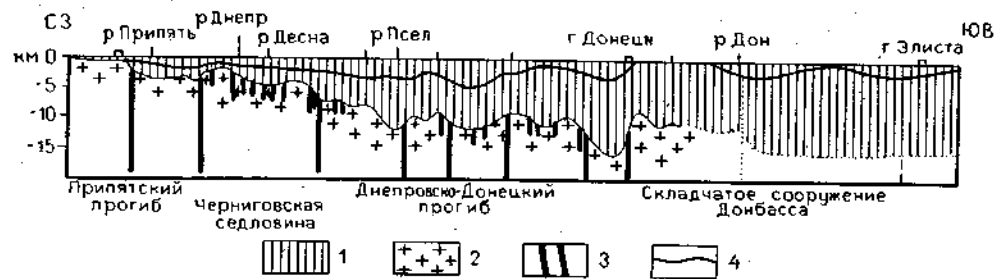


Рис. 19. Схематический профиль по простиранию Днепровско-Донецкого прогиба (по В. К. Гавриш):  
1 — осадочная толща; 2 — докембрийский фундамент; 3 — разломы; 4 — поверхность каменноугольных отложений

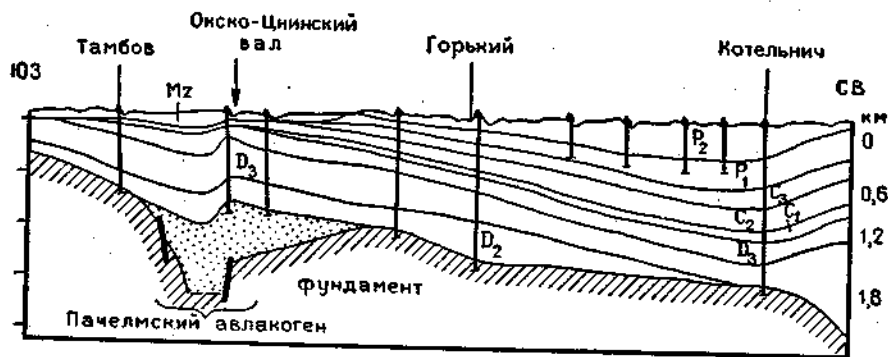


Рис. 20. Схематический профиль западного края Воронежской антеклизы, Окско-Цнинского вала и Волго-Уральской антеклизы (по С. К. Нечитайло и П. С. Хохлову)

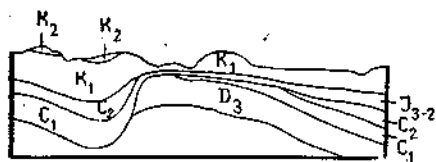


Рис. 21. Разрез юго-восточного окончания Окско-Цнинского вала (по Н. Т. Сазонову)

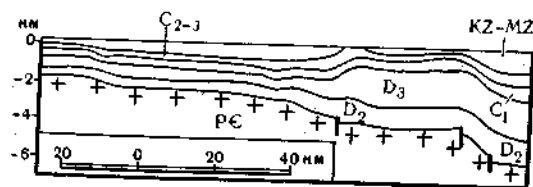


Рис. 22. Схематический профиль северной части Доно-Медведицкого вала (по А. И. Мущенко)

гены восточной окраины платформы (Серноводско-Абдулинский и другие).

Антеклизы и синеклизы осложнены многочисленными, более мелкими структурами разных порядков. В первых — широко развиты изометричные выступы фундамента — своды, например Токмовский, Татарский, Жигулевско-Пугачевский и другие на Волго-Уральской антеклизе, которые, в свою очередь, осложняются структурными «носами», валами, флексурами и т. д. Между сводами располагаются впадины, например Мелекесская, разделяющая Татарский и Токмовский своды. Воронежская и Белорусская антеклизы обладают более простым строением, чем Волго-Уральская. Одним из типичных тектонических элементов сравнительно небольшого размера являются валы, построенные весьма разнообразно. В одних случаях эти структуры обладают длиной в несколько сот километров и состоят из кулисообразно подставляющих друг друга пологих брахиантиклиналей (Вятский вал). В других — это асимметричные складки, связанные с флексурами (Окско-Цнинский вал, рис. 20 и 21). В третьих — система сложно сочетающихся между собой брахискладок (Керенско-Чембарский, Жигулевский, Доно-Медведицкий валы, рис. 22), часто оборванных сбросами с одним крутым (до 20—25°) и другим пологим (до 1—2°) крыльями. Нередко валы возникают над краевыми сбросами рифейских авлакогенов, по которым происходили подвижки и в фанерозойское время (Окско-Цнинский, Керенско-Чембарский, Вятский и другие валы). Характер строения сводовой части и южного крыла Воронежской антеклизы показан на рис. 23.

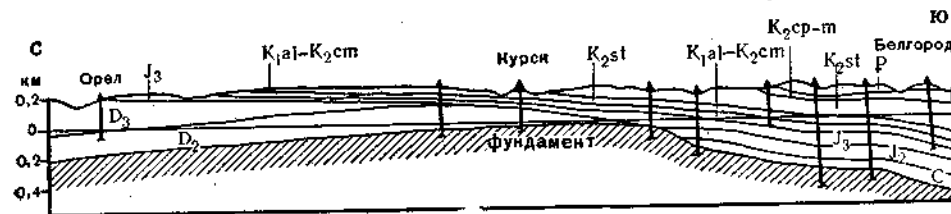


Рис. 23. Разрез Воронежской антеклизы по линии Орел—Белгород (по А. И. Мущенко)



Рис. 24. Геологический разрез Балтийского прогиба по линии Леба—Локно (из книги «Тектоника Европы»)

Синеклизы Русской плиты также осложнены разнообразными флексурными перегибами, уступами, выступами, седловинами, разделяющими отдельные наиболее прогнутые участки. Так, Латвийская седловина с Локновским выступом отделяет Балтийский прогиб от Московской синеклизы (рис. 24). Последняя Бобруйским выступом отделена от глубокого Припятского прогиба, а он, в свою очередь, Черниговским выступом — от Днепровско-Донецкого и т. д. Флексурами и ступенями нарушены пониженные пологие склоны Балтийского и Украинского щитов, являющихся одновременно и крыльями синеклиз.

Сложную структуру имеют Прикаспийская, Днепровско-Донецкая и Печорская впадины. Первая из них характеризуется очень мощной (до 18—20 км) толщиной осадков и резким, ступенчатым опусканием фундамента по ее краям, в структуре чехла выраженным зоной Перикаспийских флексур и связанной с ней системой валов (рис. 25). В верх-

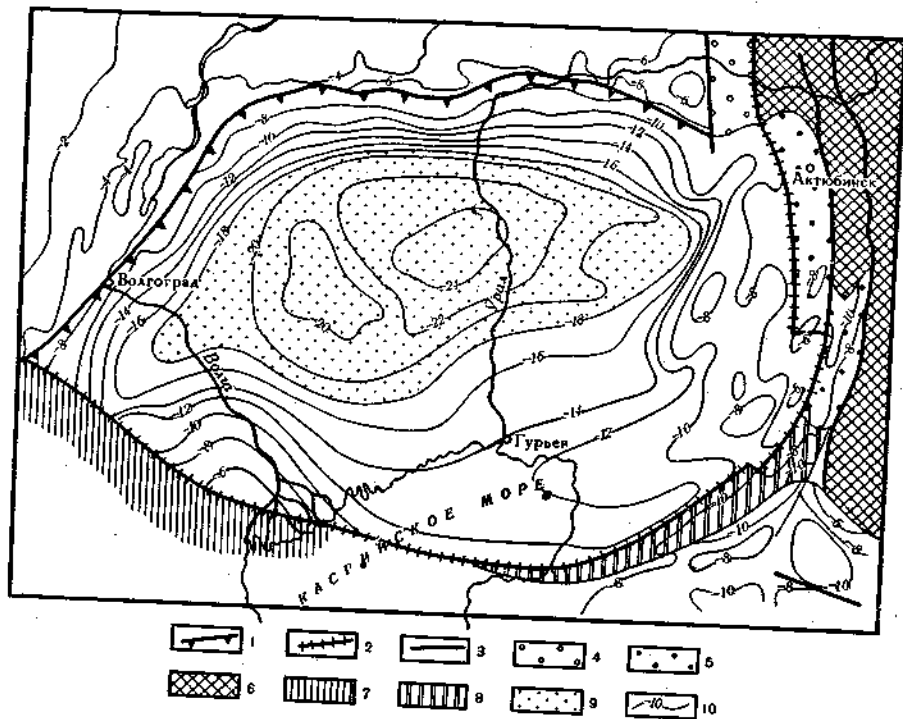


Рис. 25. Схема строения поверхности фундамента Прикаспийской впадины (по Р. Г. Гарецкому и др.): 1 — разломы внутреннего ограничения Прикаспийской впадины; 2 — краевые швы Восточно-Европейской платформы; 3 — разломы; 4 — Предуральский краевой прогиб; 5 — южные периклиналильные прогибы Урала; 6 — уралиды; 7 — погребенные герциниды крижа Карпинского; 8 — Южно-Эмбенский грабенообразный прогиб; 9 — область отсутствия «геофизического» гранитно-метаморфического слоя земной коры; 10 — изогипсы поверхности фундамента, км

них горизонтах чехла впадины великолепно выражена соляная тектоника, обусловленная присутствием множества соляных куполов открытого и закрытого типов (рис. 26). В надсолевой части закрытых куполов развиваются кольцевые и радиальные сбросы, образующие структуру «битой тарелки». Соляные купола имеют различную форму и размеры, достигающие в плане сотен квадратных километров.

Такие же соляные купола широко развиты в Днепровско-Донецком и Припятском прогибах, где они связаны с пластами верхнедевонской соли. Рост куполов происходил длительное время, что сказывается в уменьшении мощностей отложений в сводовых частях соляных структур.

В Печорской впадине и на Тиманском поднятии чехол нарушен типичными платформенными дислокациями, обусловленными подвижками блоков байкальского (?) фундамента впадины и представленными во впадине протяженными и сложными валами (Печорским), а на Тимане — системой брахискладок (рис. 27).

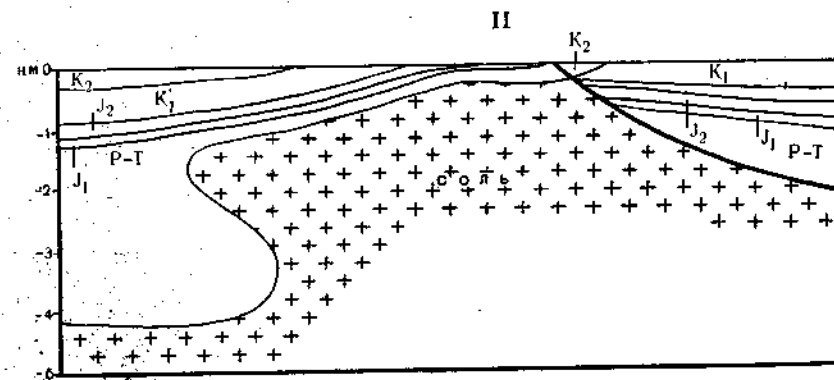
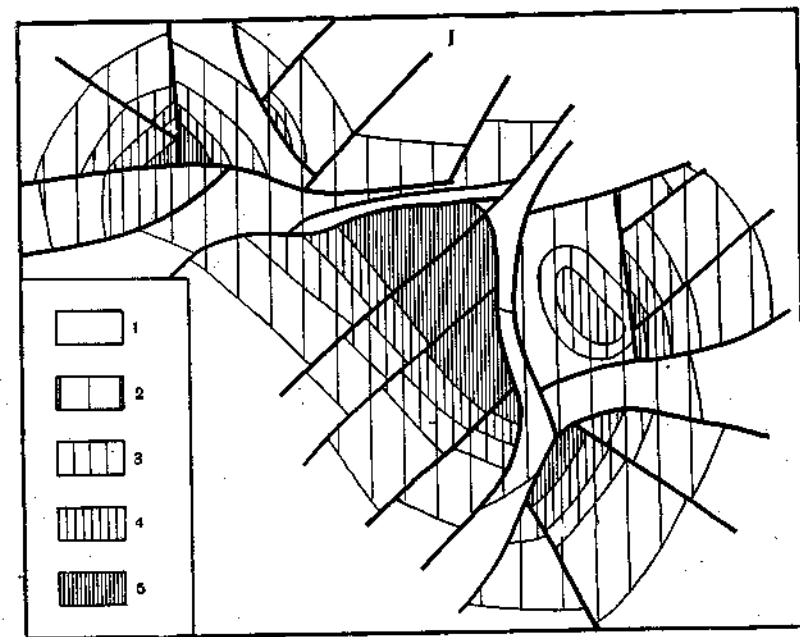


Рис. 26. Схема строения соляного купола Магат: I — геологическая схема (по Н. П. Тимофеевой и Л. Н. Юровой); 1 — сено-турон; 2 — альб-сеноман; 3 — апт; 4 — неоком; 5 — юра. II — профиль (по Г. А. Айзенштадту)

Таким образом, чехол Русской плиты характеризуется типичной идиоморфной складчатостью, обусловленной движениями блоков фундамента по разломам в течение всего времени формирования отложенных чехла.

#### Полезные ископаемые

Полезные ископаемые, связанные с фундаментом, наиболее изучены в пределах щитов или антеклиз, где они прикрыты лишь маломощным чехлом осадков или непосредственно обнажаются на поверхности. Железо. Курский железорудный бассейн расположен на юго-западном склоне Воронежской антеклизы и связан с нижнепротерозойскими отложениями курской серии. Наиболее богатые руды (Fe 60%) пред-

ставляют собой кору выветривания железистых кварцитов и сложены гематитом и мартитом. Сами железистые кварциты с содержанием Fe около 40% прослеживаются на сотни километров в виде пластов мощностью до 1,0—0,5 км. Колоссальные запасы богатых и бедных руд делают группу этих месторождений крупнейшими в мире.

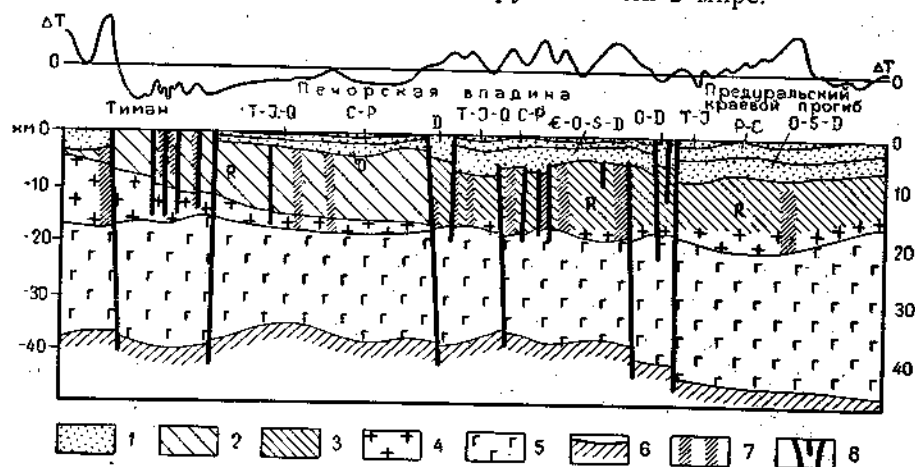


Рис. 27. Геолого-геофизический профиль через Тиманское поднятие и Печорскую впадину (по Б. Г. Должанскому, с упрощением): 1 — осадочные толщи фанерозоя. Рифейские отложения метаморфизованные (2 — песчано-сланцевые, 3 — вулканогенные, 4 — гранито-гнейсы); 5 — базальтовый слой; 6 — поверхность М; 7 — интрузии основного и ультраосновного состава; 8 — разломы

Криворожский железорудный бассейн, разработка которого началась еще в прошлом веке, по типу близок к Курскому и связан с отложениями железистых кварцитов такого же возраста, подвергшихся выветриванию или гидротермальной переработке с образованием богатых гематит-мартитовых руд (Fe 65%). Однако Криворожские месторождения по запасам в десятки раз уступают Курским.

Такого же типа, но сравнительно небольшое протерозойское месторождение известно на Кольском полуострове (Оленегорское). Магматические и железорудные месторождения — Енское, Ковдорское, Африканда (Кольский п-ов) — снабжают сырьем Череповецкий металлургический комбинат. В последние годы железистые кварциты обнаружены и на Белорусской антеклизе.

**Медь и никель.** С нижнепротерозойскими основными и ультраосновными интрузиями на Кольском полуострове связан ряд сульфидных медно-никелевых месторождений (Печенгское, Мончегорское и другие), являющихся крупнейшими в СССР. С корой выветривания гипербазитов связаны месторождения никеля и на Украинском щите.

**Олово, молибден.** К протерозойским гранитам на Кольском полуострове и на Украинском щите приурочены гидротермальные и контакто-метасоматические месторождения олова и молибдена, крупнейшее из которых — Питкяранта (Карелия).

**Апатиты и алюминий.** Хибинские апатитовые месторождения, связанные с девонскими и пермскими щелочными интрузиями, расположенные на Кольском полуострове, — одни из самых крупных в мире. Содержание  $P_2O_5$  в руде превышает 25%. Эти же нефелиновые сиениты являются сырьем для получения алюминия.

**Слюда.** На Балтийском щите известны месторождения слюды, приуроченные к протерозойским пегматитам.

**Графит.** На Украинском щите разрабатывается ряд месторождений графита около г. Осипенко.

Восточно-Европейская платформа в пределах СССР исключительно богата разнообразными полезными ископаемыми, связанными с платформенным чехлом. Наименее богаты полезными ископаемыми отложения каледонского комплекса, а наиболее важную роль в промышленности играет герцинский комплекс и в меньшей степени альпийский.

**Каменный уголь.** Донецкий бассейн, где сосредоточены большие запасы высококачественных углей (антрацитов), в настоящее время значительно увеличил свои запасы, так как выяснилось, что угленосные толщи карбона прослеживаются к западу и востоку от Открытого Донбасса. В Львовско-Волынском бассейне находятся крупные месторождения угля в отложениях нижнего карбона. Мощность угольных пластов достигает 1,5 м, а добыча ведется на глубине в 200—800 м.

**Бурый уголь.** Месторождения бурых углей находятся в Подмосквовье (Новомосковск), где они приурочены к низам визейского яруса, на Украинском щите в палеогеновых отложениях около г. Славянска. На Волго-Уральской антеклизе с отложениями нижнего карбона связаны крупные месторождения углей с рабочими пластами до 25 м, но залегающие на большой глубине (около 1 км). Небольшие месторождения бурых углей в этом же регионе приурочены к континентальным миоценовым отложениям.

**Горючие сланцы.** В Прибалтике к отложениям среднего ордовика приурочено крупное месторождение горючих сланцев, где мощность пластов достигает почти 3 м (города Кохтла-Ярве и Сланцы). Горючие сланцы Прибалтики очень высокого качества, и запасы их весьма велики. В последнее десятилетие в Белоруссии было открыто мощное месторождение горючих сланцев (с. Старобин).

В Поволжье, около Сызрани и в других местах, среди верхнеюрских отложений залегают маломощные пласты горючих сланцев. Ряд месторождений эксплуатируется (Общесыртовское в Саратовской области, Кашпирское около Куйбышева).

**Нефть и газ.** Месторождения нефти и газа на Восточно-Европейской платформе связаны как с палеозойскими, так и мезозойскими отложениями. Крупнейшая группа месторождений (около 400) в настоящее время известна в пределах Волго-Уральской области, где первая промышленная нефть была получена в 1929 г. у Чусовских Городков. Наиболее важные нефтегазоносные горизонты — терригенные отложения среднего (живетского яруса) и главным образом верхнего девона, а также карбонатные отложения нижнего и среднего карбона. Как правило, продуктивные горизонты залегают на глубинах 1,5—2 км и большая часть месторождений локализуется в сводах пологих платформенных складок. Месторождения Татарской и Башкирской АССР, Куйбышевской области, Удмуртии дают высококачественную нефть и располагаются в освоенных районах. Залежи нефти и газа давно открыты и в пермских отложениях, главным образом в рифовых постройках сакмарского и артинского ярусов. В 50-е годы на базе месторождений газа в каменноугольных отложениях был построен газопровод Саратов — Москва.

На севере платформы в Притиманье располагается крупная Ухтинская нефтегазоносная область, месторождения которой приурочены к терригенным породам живетского яруса. В последние десятилетия здесь обнаружены газоконденсатные месторождения. В 50-е и 60-е годы

в пермских и каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины были открыты месторождения нефти и газа (Шебелинское). В Припятском прогибе нефтеносные залежи приурочены к верхнедевонским отложениям на глубинах 2,5—3 км. Большой интерес представляет Красноборское месторождение нефти в Латвийской ССР, локализуемое в породах ордовика. С отложениями юры и мела связаны крупные месторождения нефти и газа в междуречье рек Урала и Эмбы в Прикаспийской впадине.

**Соли.** Залежи галита известны в Прикаспийской впадине (Оренбургская область) и в Днепровско-Донецком прогибе (девон и пермь). В западной половине Русской плиты в последнее время обнаружены гигантские соленосные толщи, в том числе калийные. Локализуются они в Припятском прогибе и имеют верхнедевонский возраст. Открытые Старобинское и Петриковское месторождения калийных солей почти равны по запасам Верхнекамскому.

**Фосфориты.** Кроме апатито-нефелиновых руд Кольского полуострова фосфатное сырье связано с целым рядом месторождений фосфоритов конкреционного типа, приуроченных в основном к мезозойским отложениям платформенного чехла, хотя известны и нижнепалеозойские залежи в Прибалтике — Кингисеппское, Азери и Маарду.

В отложениях верхней юры крупные месторождения фосфоритов находятся в Московской области (Егорьевское). К валанжинскому ярусу нижнего мела относятся месторождения в Кировской области и в Днепровско-Донецкой впадине. С сеноманским ярусом связаны мелкие месторождения фосфоритов в Заволжье, а с палеогеновыми — у г. Вольска в Саратовском Поволжье. Конкреционные фосфориты обогащаются и перерабатываются на удобрение — фосфоритовую муку.

**Железо.** В районах Липецка и Тулы еще с Петровских времен известны горизонты болотных железных руд — бурых железняков, располагающихся в отложениях низов визейского яруса нижнего карбона.

**Марганец.** Крупное пластообразное месторождение марганцевых руд — манганита, пиролюзита — еще в конце прошлого века открыто на Украинском щите около Николая, где оно приурочено к основанию олигоценых отложений, лежащих непосредственно на докембрийском фундаменте. На Волго-Уральском своде в последние годы обнаружено Токмовское месторождение осадочных марганцевых руд.

**Алюминий.** Бокситы пластовые и линзообразные залежи в визейских отложениях располагаются в районе Тихвина, Онежского озера и в Подмосковье.

**Титан.** Крупные рутил-цирконовые и рутиловые россыпи обнаружены в 50-е годы на территории Украинского щита в неогеновых отложениях (Самотканское, Иршинское и другие месторождения).

Кроме перечисленных выше наиболее важных видов полезных ископаемых на Восточно-Европейской платформе распространены разнообразные строительные материалы: известняки, мергели, глины, пески, используемые для производства цемента, бута и т. д. Знаменитые облицовочные лабрадориты, граниты рапакиви, мраморы добываются на Украинском и Балтийском щитах. Стекольные пески, тугоплавкие глины, сера, гипс, торф, минеральные воды — все это в изобилии встречается на богатейшей в отношении полезных ископаемых платформе.

#### Геофизическая характеристика и глубинное строение Восточно-Европейской платформы

Данные геофизических исследований для изучения глубинных структур Русской плиты были впервые использованы А. Д. Архангель-

ским, а затем и Н. С. Шатским, причем основное внимание уделялось интерпретации магнитных аномалий. В послевоенные годы в связи с постановкой широких площадных геофизических исследований появились многочисленные работы, посвященные описанию глубинного строения различных регионов Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. Не вся территория платформы в равной степени охвачена геофизическими материалами, и многие вопросы еще далеки от своего разрешения.

**Магнитное поле,** изученное в основном по данным аэромагнитных съемок, анализировалось Э. Э. Фотиади, Т. Н. Симоненко, Р. А. Гафаровым, Н. В. Неволным и многими другими исследователями. Наиболее характерной чертой магнитного поля платформы является существование обширных, изометричных в плане «мозаичных» аномалий, разделяющихся зонами отчетливо выраженных линейных максимумов и минимумов. На Балтийском и Украинском щитах, где можно провести сопоставление магнитного поля с геологическим строением фундамента, хорошо видно, что мозаичные аномалии соответствуют блокам древнейших архейских (беломорских и днепровских) образований и отражают сложную внутреннюю структуру гнейсовых куполов и овалов. Полосовые магнитные аномалии, выраженные чередованием линейных максимумов и минимумов, отвечают протерозойским складчатым зонам карелид. Аномальное поле этого типа особенно ясно прослеживается в области развития железорудных нижнепротерозойских серий: криворожской — на Украинском щите и курской — на Воронежской антеклизе с намагниченностью до  $15\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС! На Русской плите, там, где фундамент платформы не выходит на поверхность, мозаичные и полосовые магнитные аномалии, по-видимому, отражают те же особенности строения фундамента, что и на щитах. Это обстоятельство позволяет выделять в пределах плиты архейские массивы и более молодые карельские складчатые зоны. Так, пониженные мозаичные аномалии развиты на юго-восточном продолжении Беломорского массива, к югу от Ленинграда, в северной части Волго-Уральской антеклизы, в Среднем Поволжье, непосредственно восточнее Минска, в западной части Прикаспийской впадины и в других местах. Все эти аномальные поля отображают архейские массивы, частично переработанные более молодыми тектоническими движениями, в частности карельскими.

Не менее четко в разных местах плиты выражены и полосовые аномалии, как бы разъединяющие между собой поля мозаичных аномалий. Например, на юго-восточном продолжении Кольской зоны карелид находится Мезенско-Вычегодская зона линейных максимумов и минимумов, отражающая, очевидно, породы вулканогенных протерозойских геосинклиналей. Эта зона сливается по существу с интенсивными полосовыми аномалиями в пределах Волго-Уральской антеклизы, «обтекающими» поля мозаичных аномалий, т. е. древнейших архейских массивов. Весьма мощные линейные магнитные максимумы, характерные для криворожской серии Украинского щита, продолжаются и севернее, фиксируя собой узкие синклиории с джеспилитами курской серии. Возможно, что эта зона полосовых аномалий на широте Москвы резко изгибается к востоку. Подобные относительно узкие зоны линейных максимумов и минимумов выделяются в пределах всей плиты, указывая на широкое развитие в фундаменте протерозойских складчатых толщ. Такими же полосовыми знакопеременными аномалиями характеризуются байкалиды Тимана и Печорской впадины (см. рис. 27), а также юго-восточная часть Прикаспийской впадины, где байкалиды предполагаются (Эмбенская складчатая система, по В. С. Журавлеву).



В такой трактовке аномального магнитного поля, развиваемой Р. А. Гафаровым, природа поля как на щитах, так и в пределах плиты должна быть одинакова. Однако существует и другая точка зрения, развиваемая А. А. Борисовым, согласно которой только на щитах и неглубоко погруженных сводах некоторых антеклиз магнитные аномалии отражают древнюю структуру фундамента. На остальной, большей части Русской плиты и особенно в ее максимально опущенных районах аномальное магнитное поле хотя частично и отображает размещение масс внутри фундамента, но само формирование этих масс относится уже к платформенной стадии развития, главным образом к ее ранним этапам (рифейское время), т. е. связано с заложением авлакогенов. Кроме того, массы, вызывающие аномалии, могут размещаться и в самом платформенном чехле, например силлы и лавовые покровы. Таким образом, главное отличие этих двух позиций заключается в том, что во втором случае аномальное магнитное поле позволяет определять лишь морфологию структур, но не их возраст, что, конечно, принципиально влияет на интерпретацию геофизических материалов. Следует подчеркнуть, что в магнитном поле хорошо выражаются крупные зоны древних глубинных разломов, часто насыщенных интрузиями основного состава.

Гравитационное поле Восточно-Европейской платформы характеризуется в целом положительными аномалиями Буге, обычно не превышающими первых десятков миллигал и образующими изометричный рисунок. Относительно спокойное гравитационное поле платформы в отдельных местах осложняется ярко выраженными положительными и отрицательными линейными аномалиями силы тяжести. В пределах Воронежской антеклизы располагается в целом слабо отрицательное гравитационное поле, вокруг которого группируются положительные поля, в первом приближении вместе составляющие «кольцо», за внешним краем которого снова намечаются поля отрицательных гравитационных аномалий в Прикаспийской впадине, в Предуралье и в Причерноморье. Отчетливые гравитационные ступени на платформе, как правило, приурочены либо к крупным флексурам, либо к зонам разломов в фундаменте.

Воронежская антеклиза имеет близкое к нормальному гравитационное поле с преобладанием слабоотрицательных аномалий. Белорусская антеклиза и Украинский щит характеризуются слабоположительным полем. Однако в пределах последнего есть и участки отрицательных аномалий, приуроченных к интрузивным массивам гранитов рапакиви. Положительные аномалии Украинского щита несколько выше, чем подобные аномалии в других частях платформы, что в совокупности с данными ГСЗ заставляет предполагать пониженную мощность «гранитного» слоя, не превышающую 10 км, при общей мощности коры в 50 км.

Разделяющий Украинский щит и Воронежскую антеклизу Днепровско-Донецкий прогиб обладает сложным и весьма своеобразным гравитационным полем, в котором преобладают изометричные положительные аномалии, в том числе в осевой части прогиба и в Донбассе. В ряде мест, например в районе Чернигова, положительные аномалии особенно велики. Гравитационные ступени, разделяющие изометричные поля в прогибе, превышают 100—130 мГ. Наличие положительных гравитационных аномалий такой формы свидетельствует о подъеме поверхности М, компенсирующем влияние мощной толщи осадков в Днепровско-Донецком авлакогене. Этот вывод подтверждается также данными ГСЗ.

Для Волго-Уральской антеклизы типично слабopоложительное поле, а для Пачелмского авлакогена — четкое отрицательное линейное гравитационное аномальное поле. В пределах Московской синеклизы наблюдается в общем неясная линейность, выраженная чередованием положительных и слабоотрицательных аномалий, причем зона максимальных положительных аномалий протягивается примерно вдоль оси синеклизы в широтном направлении.

Тиманский кряж, обладая линейными положительными аномалиями в центральной части, обрамляется с юго-запада и северо-востока зонами пониженного значения силы тяжести. Печорская впадина по характеру гравитационного поля четко делится на западную половину с нормальными, близким к нулю полем и на восточную, где развиты положительные аномалии. Следует подчеркнуть, что такое же подразделение вырисовывается и по аномалиям магнитного поля.

Прикаспийская впадина обладает резко отрицательным гравитационным полем, имеющим мозаичный рисунок, нарушаемый Аралсорским и Хобдинским резкими максимумами. Западное и северное ограничение впадины выражено гравитационными ступенями. Отрицательное поле обусловлено мощнейшей толщей (18—25 км) осадков, выполняющей впадину, а локальные максимумы — подъемом поверхности М до 26 км в Хобдинском и до 30 км в Аралсорском максимумах. Устюртская глыба архейского (?) возраста отделяется от предполагаемой Эмбенской зоны байкалитид южноэмбенским региональным гравитационным максимумом, природа которого вызывает дискуссию уже долгое время. По данным В. С. Журавлева, этот максимум отражает глубокий грабен типа сквозных авлакогенов, по А. А. Богданову, раскрывающийся в сторону Уральской геосинклинали. По смене характера гравитационного поля довольно хорошо намечаются и границы Восточно-Европейской платформы, особенно на востоке и на западе. Правда, интерпретация гравиметрических данных во многих случаях затрудняется отсутствием сейсмических исследований, без которых первые не получают должного обоснования.

Глубинное строение. Изучение глубинного строения платформы методом ГСЗ было начато в СССР сравнительно недавно, в 1956 г. С тех пор этими исследованиями были охвачены Украинский щит и Днепровско-Донецкий авлакоген, Прикаспийская впадина, Волго-Уральская антеклиза и ряд других районов. В настоящее время значительную трудность вызывает интерпретация результатов ГСЗ. Несмотря на это, одним из важнейших выводов применения ГСЗ явилось представление о неоднородно-слоистом характере не только земной коры, но и верхней мантии в пределах Восточно-Европейской платформы.

Мощность земной коры на платформе, по данным ГСЗ, колеблется от 24 до 54 км, причем наибольшие мощности устанавливаются на Украинском щите и Воронежской антеклизе, а минимальные, около 22—24 км, — в Прикаспийской впадине и, возможно, в центральных частях Московской синеклизы, где мощность консолидированной коры вряд ли превышает 30 км. Во всех остальных районах, за исключением узких грабенообразных впадин, кора имеет мощность около 35—40 км; например на Волго-Уральской антеклизе 32—40 км, в пределах Причерноморского склона 40 км, до 39 км на Балтийском щите, 40—45 км в Приуралье и т. д. В первом приближении консолидированная земная кора подразделяется на «гранитный» и «базальтовый» слои, однако мощности этих «слоев» и соотношение их с поверхностью М, как и с поверхностью К, согласно данным ГСЗ, в разных участках платформы далеко не одинаковы.

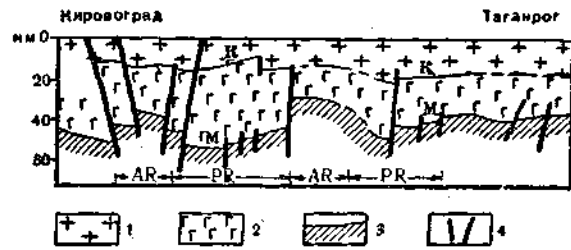


Рис. 28. Строение земной коры на Украинском щите (по В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову и др.): 1 — гранитно-метаморфический слой; 2 — базальтовый слой; 3 — верхняя мантия; 4 — разломы; AR — архейские массивы; PR — области протерозойской (карельской) складчатости

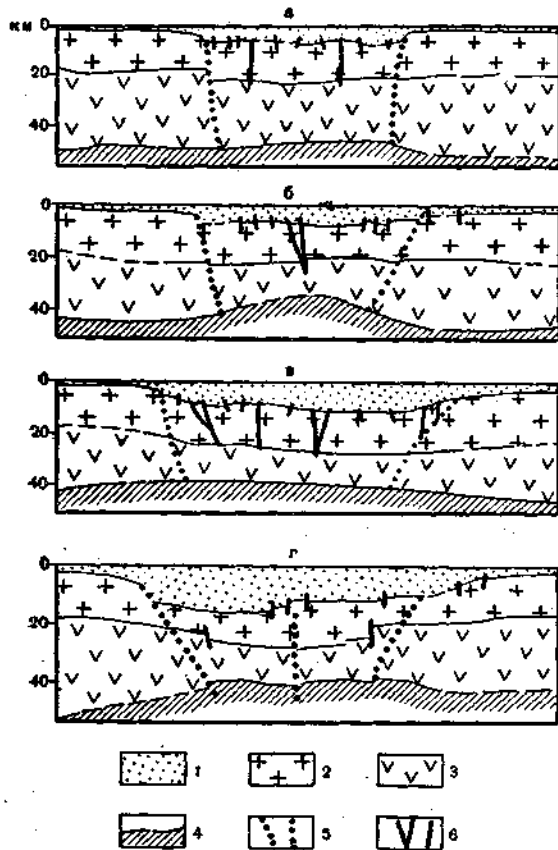


Рис. 29. Профили ГСЗ через Днепровско-Донецкую впадину по линиям Звенигородка—Новгород-Северский (а), Пирятин—Талалаевка (б), Царичанка—Богодухов (в), Близнцы—Шевченко (г) (по В. Б. Соллогубу и др.): 1 — осадочный чехол; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — поверхность М; 5 — глубинные разломы; 6 — разломы неглубокого заложения

На Украинском щите, несмотря на максимальную, в пределах платформы, мощность коры (около 55 км), «гранитный» слой не превышает, по-видимому, 10 км, составляя в остальных местах, например в Белоцерском массиве, всего около 5 км (рис. 28). Следовательно, большая часть мощности консолидированной коры приходится на «базальтовый» слой. Похожая картина наблюдается и на Воронежской антеклизе, где максимальная мощность коры в краевых частях антеклизы равняется 50 км, а на «базальтовый» слой падает не менее  $\frac{3}{5}$  мощности, т. е. около 30 км. Мощность этого слоя особенно увеличивается к центру антеклизы, за счет редуцирования «гранитного» слоя.

Днепровско-Донецкая впадина, разделяющая Украинский щит и Воронежскую антеклизу, характеризуется значительным утонением консолидированной коры и подъемом поверхности Мохоровичича в районе Харькова на 10 км. Утонение коры происходит главным образом за счет «базальтового» слоя, причем эти соотношения ярче всего выражены в северо-западной части впадины, тогда как в юго-восточном направлении мощности «базальтового» и «гранитного» слоев становятся сначала одинаковыми, а в Донбассе «гранитный» слой почти в два раза мощнее «базальтового» — 25—15 км

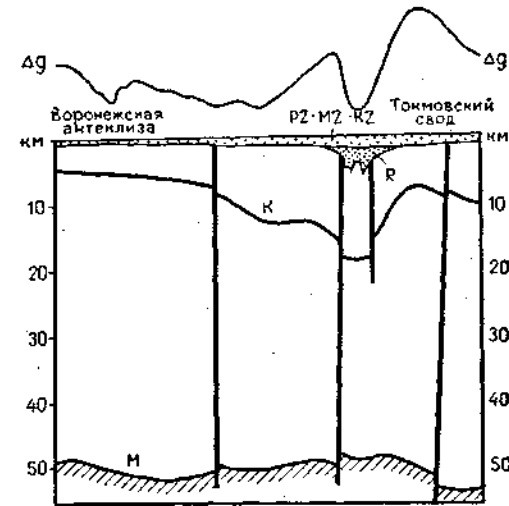


Рис. 30. Глубинное строение земной коры в районе Пачелмского авлакогена (по Г. В. Голонко и др.)

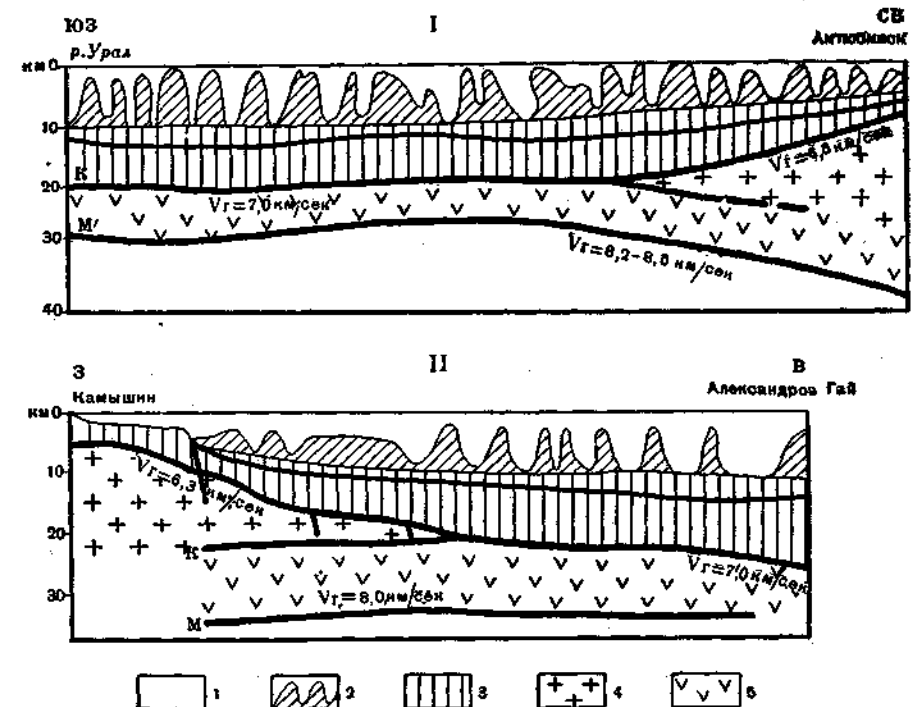


Рис. 31. Сейсмические профили через Прикаспийскую впадину (по К. Е. Фоменко и др.): I — р. Урал — г. Актюбинск; II — г. Камышин — г. Александров Гай. Комплексы платформенного чехла: 1 — надсолевой, 2 — солевой, 3 — подсолевой; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой. Поверхности раздела: К — Копрда, М — Мохоровичича

(рис. 29). Такое же строение имеет земная кора и в районе Пачелмского авлакогена (рис. 30).

Волго-Уральская антеклиз, обладая корой в среднем в 35—40 км, имеет примерно равные по мощности «базальтовый» и «гранитный» слои, но максимальная мощность коры наблюдается в районах сводовых поднятий (Токмовского и других), осложняющих антеклизу. Консолидированная земная кора в Прикаспийской впадине имеет мощность около 30 км, а подошва платформенного чехла залегает на глубинах 18—25 км (рис. 31). В центральных участках впадины, прогнутых наиболее глубоко, отсутствует «гранитный» слой земной коры, и платформенный чехол залегает на слое со скоростями воли 7,0—7,2 км/с, т. е. на «базальтовом». Причина «исчезновения» «гранитного» слоя в Прикаспийской впадине неясна, но скорее всего она связана с интенсивной его переработкой в условиях высоких температур и давлений. Сейсмические и другие данные позволяют предполагать, что в состав подсолевого комплекса платформенного чехла, местами мощностью до 15 км, входят отложения позднего рифея (?), ордовика, девона, карбона и перми, однако большая часть мощности всех отложений, выполняющих впадину, приходится все же на долю верхнего палеозоя и триаса. По мнению Р. Г. Гарецкого, В. С. Журавлева, Н. В. Неволлина и других геологов, столь интенсивное погружение впадины в это время связано с геосинклинальным процессом и его завершением в Уральской геосинклинали и в северных районах Скифской плиты (погребенные герциниды кряжа Карпинского).

На Балтийском щите исследования методом ГСЗ были проведены на Кольском полуострове и в Карелии. В последнем районе мощность коры составляет 34—38 км, причем на долю «гранитного» слоя приходится всего лишь 10—15 км. Субмеридиональный профиль ГСЗ на Кольском полуострове показал, что мощность земной коры составляет 35—40 км в центре полуострова, но она резко утоняется (до 20 км) в пределах Баренцева моря. Наиболее интересная особенность строения коры состоит в том, что почти вся она отвечает «базальтовому» слою со скоростями более 6,6 км/с, а «гранитный» слой имеет мощность в первые километры и местами практически отсутствует. Любопытно, что в пределах Имандра-Варзугского синклинория, выполненного 10—13-километровой толщей вулканогенно-осадочных нижне- и среднепротерозойских образований, последние залегают как будто непосредственно на «базальтовом» слое.

Таким образом, краткие сведения о результатах геофизических исследований методом ГСЗ показывают, что крупные структурные элементы Восточно-Европейской платформы характеризуются довольно существенными различиями в строении консолидированной земной коры.

## Глава 7. Сибирская платформа

На территории СССР кроме эпикарельской Восточно-Европейской платформы располагается еще одна такая же древняя платформа, названная в 1923 г. А. А. Борисяком Сибирской. Геологические исследования огромной территории в междуречье Лены и Енисея начались во второй половине прошлого столетия и были связаны в первую очередь с именами И. Д. Черского, А. Л. Чекановского и В. А. Обручева. После Великой Октябрьской революции изучению Сибирской платформы уделялось большое внимание, но, несмотря на это, до середины 40-х годов

нашего века Сибирская платформа была изучена слабо и лишь в послевоенные годы развернулось широкое и планомерное исследование Сибири, в котором особую роль сыграло проведение площадных государственных геологических съемок разного масштаба. За последние 20—25 лет получено огромное количество нового материала по геологическому строению платформы, пробурены десятки скважин, выполнен большой объем геофизических работ, открыты новые месторождения полезных ископаемых. Несмотря на это, Сибирская платформа изучена хуже Восточно-Европейской. Даже рельеф поверхности фундамента в настоящее время известен лишь крайне приблизительно, а, по данным новейших исследований, его строение оказывается все более и более сложным. Ввиду неоднозначности интерпретации геофизических материалов и малого количества скважин, вскрывших фундамент в прогибах, схемы строения фундамента Сибирской платформы по закрытой территории, имеющиеся на сегодняшний день, значительно отличаются друг от друга.

Своей геологической историей Сибирская платформа отличается от Восточно-Европейской и на востоке подвергается влиянию соседних мезозойских геосинклинальных областей. Сибирская платформа характеризуется проявлением мощного траппового магматизма, объем продуктов которого превышает 1 млн. км<sup>3</sup>. В неогеновое и четвертичное время Сибирская платформа испытала энергичное воздымание, в результате которого на больших пространствах сформировался низко- и среднегорный рельеф.

### Границы платформы и проблема соотношения фундамента и чехла

Еще в 1932 г. Н. С. Шатский наметил границы Сибирской платформы и обосновал их выделение. Схема, разработанная им, сохраняет свое значение и до настоящего времени. Для проведения границ платформы важным является соотношение фундамента и чехла. Дело в том, что Сибирская платформа как крупнейший консолидированный блок — кратон — в целом должна противопоставляться окружающим его разновозрастным складчатым областям, в том числе и байкальским, обрамляющим платформу с запада и с юга и испытывавшим в рифее геосинклинальное развитие, тогда как на платформе в это время накапливались отложения типичного чехла.

Однако во многих районах не так просто решить, имеем ли мы дело с рифейской геосинклиной, подвергшейся складчатости на рубеже докембрия и палеозоя, или с переработанной тектоническими движениями и погруженной краевой частью платформы. Само понятие «байкальская складчатость» также не является достаточно четким, поэтому к байкалидам в равной степени относят структуры, в которых завершающая складчатость происходила в позднем рифее и перед вендом, в раннем кембрии и т. д. Фундамент Сибирской платформы сформировался в основном в архейское — раннепротерозойское время. Но в более поздние периоды отдельные участки его дробились и вовлекались в геосинклинальное погружение либо подвергались многократной магматической переработке, например зона Станового хребта. Поэтому однозначное проведение границ платформы в некоторых районах затруднительно. Несомненно, что кое-где в фундамент платформы включены сравнительно небольшие по размерам районы байкальской склад-

чатости. Однако в целом южное и юго-западное байкальское складчатое обрамление Сибирской платформы отделяется от нее достаточно определенно и входит в состав Урало-Монгольского пояса.

Следует подчеркнуть, что байкалиды по стилю геологического развития резко отличались от Сибирской платформы в палеозойское, а также в мезозойское и кайнозойское время. Поэтому, несмотря на существующие разногласия, обширные области с геосинклинальным развитием в рифейское время, испытавшие заключительную складчатость в позднем рифее, — Енисейский кряж, большую часть Восточных Саян и Байкальскую горную область — следует рассматривать вне пределов Сибирской платформы.

Существует и другое мнение, впервые высказанное Н. С. Шатским, согласно которому байкалиды считаются частью платформы. Следовательно, границы Сибирской платформы могут проводиться несколько различным образом. Так же как и на Восточно-Европейской, в пределах Сибирской платформы наиболее древние горизонты платформенного чехла начали формироваться в дорифейское время в сравнительно простых впадинах, заложившихся на консолидированных блоках земной коры, например на востоке Алданского щита, где они прорываются гранитами с абсолютным возрастом 1 600 млн. лет.

Современные границы Сибирской платформы оформились в мезозойское и кайнозойское время и довольно хорошо выражены в рельефе. Так же как и у Восточно-Европейской платформы, у Сибирской — хорошо видны угловатость ее очертаний и ограничение ее протяженными прямолинейными отрезками, отражающими наличие глубинных краевых тектонических швов.

Граница платформы на юго-западе проходит вдоль главного глубинного разлома Восточных Саян к юго-востоку, местами скрываясь под отложениями чехла, до южного окончания оз. Байкал, где она резко изгибается к северо-востоку и следует вдоль северо-западных подножий Приморского и Байкальского хребтов и Байкало-Патомского нагорья, отгибая последнее и приобретая меридиональное простирание. При таком варианте проведения границы северо-восточнее Главного Саянского разлома находятся по существу выступы древнего архейского и нижнепротерозойского фундамента Сибирской платформы, имеющие горстообразную форму: Бирюсинский, Байкало-Окинский, или Шарыжелгайский, выступы. Между разломами зажаты узкие Урикско-Ийский и Онотский грабены, выполненные мощными (до 6 км) грубообломочными и зеленосланцевыми образованиями, ранне-среднепротерозойского (?) или рифейского возраста. Непосредственно юго-западнее Главного Саянского разлома развиты геосинклинальные толщи протерозойских и рифейских отложений.

В верховьях р. Чара, восточнее Байкало-Патомского нагорья, граница резко поворачивает на восток и прослеживается вдоль системы разломов, ограничивающих с юга Алданский щит. Структуры Станового и Джугджурского хребтов, испытавшие многократную магматическую активизацию, включаются в состав платформы и входят в южную часть Алданского щита. Не достигая побережья Охотского моря, у пос. Аян, граница платформы под прямым углом поворачивает к северу и прослеживается вдоль Нельканского краевого шва, представляющего собой систему взбросов по западному подножию хр. Сетта-Дебан и вдоль краевых разломов, скрытых под Предверхоанским краевым прогибом.

В низовьях Лены положение границы неясно. Вероятнее всего, что она резко поворачивает к западу и проходит где-то по северному краю Лено-Анабарского прогиба, а также под Хатангским и Пясинским про-

гибами и выходит севернее Норильска к Енисею, где снова резко изгибается к югу и следует вдоль левобережья Енисея, сочленяясь с восточным подножием Енисейского кряжа в районе устья Подкаменной Тунгуски. В настоящее время наиболее спорной представляется северная граница Сибирской платформы.

### Рельеф фундамента и основные структурные элементы платформы

В пределах платформы выделяются Алданский щит (I) и Лено-Енисейская плита (рис. 32). Первый представляет собой ряд

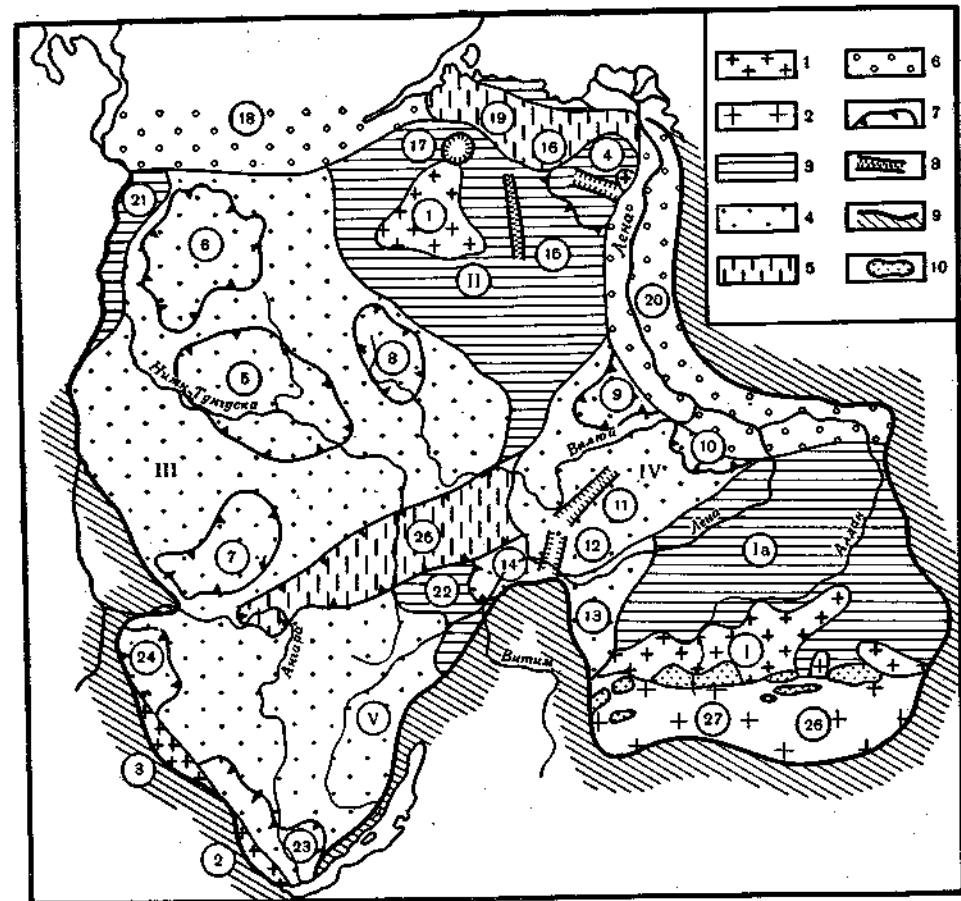


Рис. 32. Схема основных структур Сибирской платформы:  
1 — выступы фундамента на поверхность; 2 — фундамент, подвергшийся многократной магматической переработке; 3 — относительно приподнятые участки; 4 — относительно опущенные участки; 5 — пологие прогибы, выполненные мезозойскими отложениями; 6 — прогибы, сложенные юрой и мелом; 7 — контуры отдельных впадин; 8 — грабены; 9 — границы платформы; 10 — грабенообразные юрские впадины. Цифрами в кружках обозначены основные структуры (см. в тексте)

крупных блоков фундамента, сложенных архейскими и нижнепротерозойскими отложениями, на юге ограниченных глубинным разломом, а на севере — системой флексур, по которым он смыкается с плитой.

Иногда часть плиты, примыкающая с севера к щиту, называется Алданской антеклизой (Ia). Лено-Енисейская плита занимает всю остальную часть платформы и покрывается почти сплошным платформенным чехлом, мощность которого в ряде мест достигает 8 км. Выступы фундамента среди Лено-Енисейской плиты известны на Анабарском массиве (I), Анабарской антеклизе (II) на севере

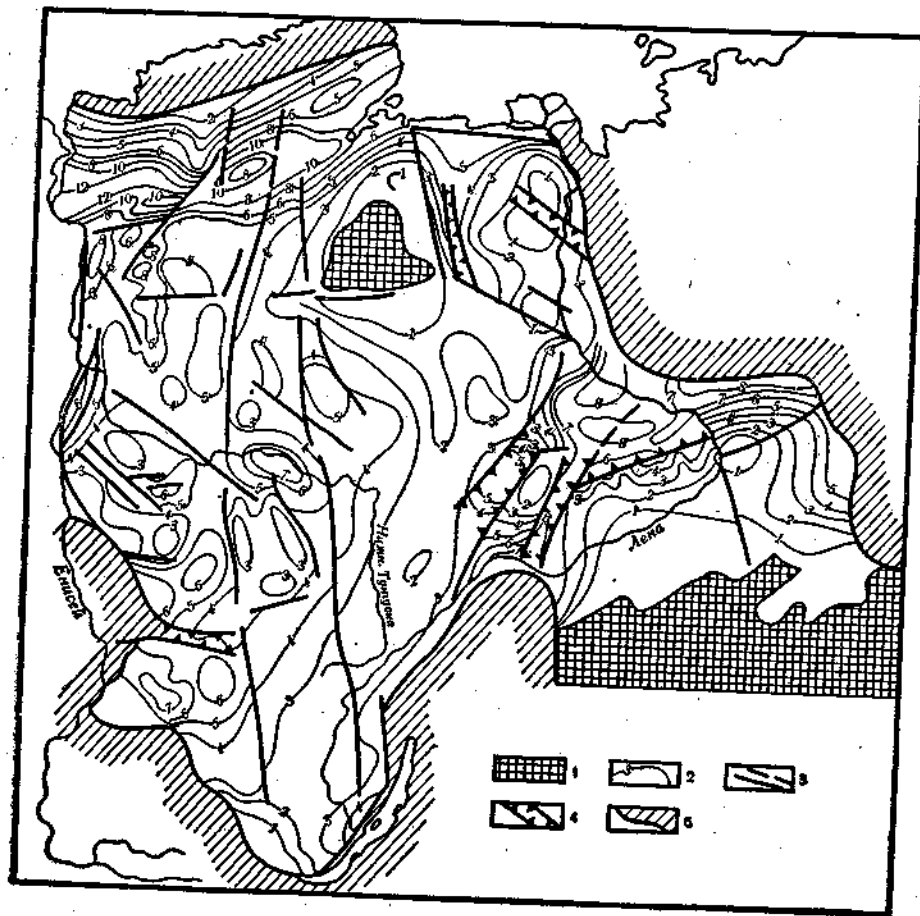


Рис. 33. Схема рельефа фундамента Сибирской платформы (по В. К. Пятницкому и Г. Г. Ремпелю):  
1 — выходы фундамента на поверхность; 2 — изогипсы поверхности фундамента, км ниже уровня моря; 3 — крупные разломы; 4 — грабены; 5 — складчатое обрамление платформы

плиты, в Бирюсинском (3) и Шарыжелгайском (2) краевых поднятиях на юге плиты и в Оленекском поднятии (4) на северо-востоке. Во всех этих районах фундамент был выведен на поверхность лишь в послепалеозойское время. Всю западную часть плиты занимает огромная Тунгусская синеклиза (III), а на востоке располагается значительно меньшая по размерам Вилюйская синеклиза (IV). По геофизическим данным, Тунгусская синеклиза хорошо очерчивается по изогипсе поверхности фундамента — 3 км (рис. 33). В целом ее глубина превышает 4 км, достигая в отдельных

впадинах — 6—8 км, например в Туринской (5), Курейской (6), Ванаварской (7), Верхневешуйской (8) и других. На северо-западе синеклиза ограничивается Турухано-Норильским поднятием (21). В пределах фундамента Тунгусской синеклизы, по геофизическим данным, устанавливаются две системы крупных меридиональных разломов, а также локальные субширотные разрывы. Наиболее прогнутые участки Вилюйской синеклизы опущены глубже чем на 6 км. В Линденской впадине (9) фундамент залегает глубже 8 км, так же как и в Усть-Алданской (10). Примерно по оси синеклизы располагается Кемпендяйский грабенообразный прогиб (11), оканчивающийся на юге Уринским грабеном (12). Глубина залегания фундамента в них, по-видимому, превышает 7 км. Восточнее этого выступа рифейских пород — горста в современной структуре — располагаются Березовская (13), а западнее — Ньюйская (14) впадины.

Вилюйская и Тунгусская синеклизы разделяются меридиональной седловиной, протягивающейся через всю платформу от Анабарского массива до Шарыжелгайского поднятия. Анабарский массив отделяется от Оленекского поднятия Уджинским грабеном (15) глубиной около 4 км. Оленекское поднятие, в свою очередь, расчленяется Кютюндинским грабеном (16) на два выступа. Северную часть Анабарского массива осложняет своеобразная Попигайская кольцевая структура (17) вулканического генезиса, но, возможно, обусловленная падением гигантского метеорита (астроблема). На севере фундамент платформы резко погружается до глубин 10 км и более под Хатангско-Пясинским прогибом (18). С северо-востока Анабарскую антеклизу ограничивает Лено-Анабарский прогиб (19). На востоке граница платформы скрыта под Предверхоанским краевым прогибом (20), в который «открывается» Вилюйская синеклиза. На юго-востоке платформы располагается Ангаро-Ленский прогиб (V), выделенный Е. Н. Павловским в качестве перикратонного и очерчивающийся в рельефе фундамента изогипсой — 2,5 км. От Ньюйской впадины он отделяется Пеледуйским поднятием (22). На юго-западе платформы располагаются Иркутская (23) и Канская (24) юрские впадины. От Вилюйской синеклизы в западном направлении отходит плоский и узкий Ангаро-Вилюйский прогиб (25). Южную часть Алданского щита образует своеобразная зона Станового хребта (26), архейские отложения которой неоднократно подвергались магматической переработке. В юрское время на щите возникли грабенообразные впадины — Чудьманская (27), Токинская и другие.

Кроме перечисленных выше основных структур на платформе выделяется еще много второстепенных. В целом поверхность фундамента, по-видимому, сильно расчленена, возможно, не менее чем на Восточно-Европейской платформе. Однако глубокие скважины располагаются лишь по периферии платформы, и все существующие схемы рельефа поверхности фундамента основаны главным образом на интерпретации гравиметрических и аэромагнитных съемок, тогда как объем сейсморазведочных работ на Сибирской платформе еще невелик. Поэтому любая картина рельефа фундамента является лишь весьма приблизительной и условной.

Структуры типа авлакогенов на Сибирской платформе достоверно не установлены. Возможно, что к ним могут быть отнесены Кемпендяйский, Уринский, Уджинский и другие грабенообразные прогибы. Максимальная предполагаемая амплитуда расчленения поверхности

фундамента платформы составляет не менее 10—12 км, учитывая, что на Алданском щите фундамент располагается на высотах до +2 км, а в прогибах и грабенах опущен до —8—10 км. Западная половина платформы в целом более опущена, чем восточная.

### Геологическое строение фундамента

Отложения, слагающие фундамент Сибирской платформы, обнаружены на поверхности в районах Алданского щита, Анабарского массива и совсем немного — в пределах Оленекского и Шарыжелгайского поднятий. Несмотря на то что докембрийские образования этих районов уже давно привлекают внимание геологов, изучены они еще недостаточно и разрезы сопоставляются условно.

**Выходы фундамента на поверхность.** Лучше всего исследованы раннедокембрийские метаморфические толщи Алданского щита, впервые расчлененные на ряд серий Д. С. Коржинским еще в 1936 г. Предложенная им схема сохранила свое значение до настоящего времени. По данным Д. С. Коржинского, Е. М. Лазько, Ю. К. Дзевановского и многих других геологов, в восточной части Алданского щита, в долинах рек Алдана, Учюра, Иенгры в отложениях, слагающих фундамент, выделяются следующие серии (снизу вверх по разрезу).

1. Иенгрская серия, наиболее древняя в разрезе, представлена кварцитами, гнейсами и особенно для нее характерными высокоглиноземистыми породами: силлиманитовыми, кордиеритовыми, дистен-корундовыми и другими гнейсами, а также гранулитами. Верхняя часть этой серии содержит в своем составе разнообразные биотитовые, амфиболовые, пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы, диопсидовые породы и реже силлиманитовые сланцы. Отложения иенгрской серии мощностью более 5 км, подразделяемые на ряд свит, слагают центральную часть Алданского щита, образуя как бы его древнейшее ядро, расчлененное зонами разломов на несколько блоков, которые, по мнению И. М. Фрумкина, играют роль фациальных зон. Для пород иенгрской серии получены максимальные цифры абсолютного возраста, превышающие 3,5 млрд. лет.

2. Тимптонская серия, или чарнокитовая, по Д. С. Коржинскому, представлена в целом довольно однообразной толщей гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев, в меньшей степени гранулитами, амфиболитами мощностью в 6—7 км. Некоторые исследователи предполагают несогласие между тимптонской и иенгрской сериями, но большинство геологов считает, что они залегают согласно друг на друге.

3. Желтулинская серия венчает разрез древнейших отложений востока Алданского щита и распространена восточнее р. Тимптон. В узких синклиналиях эта серия сложена преимущественно биотит-гранатовыми гнейсами, а в верхах — мраморами. Несколько свит, на которые подразделяется желтулинская серия, достигает мощности почти 10 км. Соотношение серии с нижележащими образованиями неясно, но Ю. К. Дзевановский в ее основании предполагает несогласие и размыв, так как в низах серии залегает пласт метаморфизованных конгломератов.

В последнее время тимптонскую и желтулинскую серии объединяют в единый комплекс, противопоставляя его иенгрскому (более древнему) и олекминскому (более молодому). Первично-осадочные и вулканогенные породы всех трех серий претерпели исключительно сильный метаморфизм, проходивший, по данным А. А. Маракушева, в условиях высоких температур (800—950°) и давлений ( $P=7-10$  килобар), соот-

ветствующих гранулитовой фации. Всем этим древнейшим образованиям свойствен своеобразный, хотя и различный стиль складчатости, с широким развитием гнейсовых куполов и овалов, сформировавшихся, по-видимому, при пластичном состоянии вещества (рис. 34).

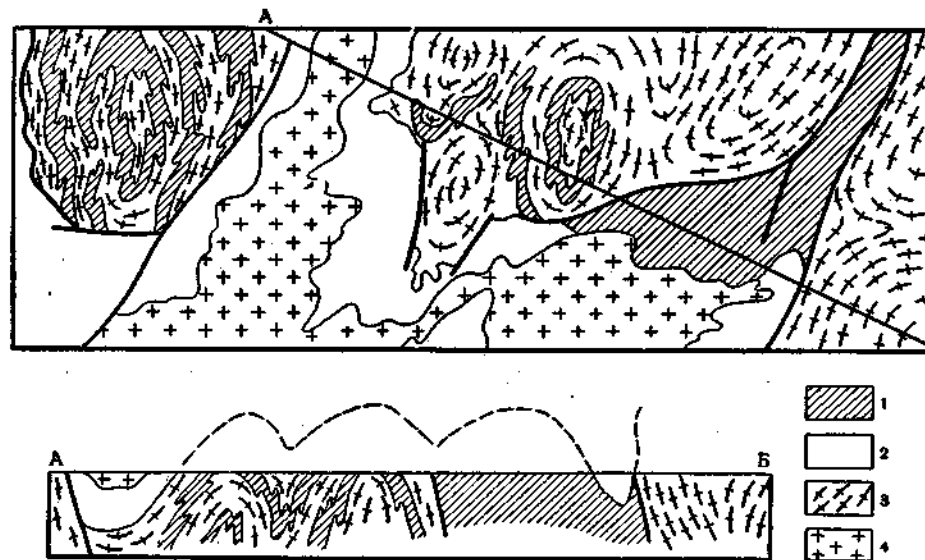


Рис. 34. Схематическая карта зоны гранито-гнейсовых и мигматитовых куполов в хр. Кодар (по А. М. Лейтесу и В. С. Федоровскому): 1 — архейские гнейсы; 2 — кристаллические сланцы нижнего протерозоя (удоканская серия); 3 — гранитоиды нижнего протерозоя; 4 — гранодиориты нижнего протерозоя

В западных районах щита выделяется олекминская серия, или комплекс, возраст которой вызывает споры, как и соотношения с описанными выше отложениями. Представлена эта серия различными гнейсами: биотитовыми, роговообманковыми и биотит-роговообманковыми. Реже встречаются амфиболиты и кристаллические сланцы. Мощность отложений олекминской серии превышает 6—8 км. Ряд геологов считает ее нижнепротерозойской, но, по другим данным, возраст метаморфизма пород олекминской серии составляет около 3 млрд. лет, что позволяет отождествлять ее с тимптоно-желтулинским комплексом.

Выше олекминской в разрезе иногда выделяются субганская серия, или комплекс, развитая лишь локально в грабенах и представленная разнообразными кристаллическими пара- и ортосланцами, гнейсами и порфироидами. Стратиграфическое положение субганской серии нуждается в уточнении.

Таким образом, несмотря на то что расчленение архейских отложений Алданского щита во многом неопределенно, можно установить существование древнеархейского (метархейского) комплекса отложений с возрастом более 3 млрд. лет и относительно более молодых средне- и верхнеархейских отложений (2,6—2,9 млрд. лет), обрамляющих это древнейшее ядро.

На западе щита, в пределах Олекмо-Витимской зоны, на архейских образованиях с резким несогласием залегают нижнепротерозойские отложения, выполняющие обширный Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд более мелких грабенообразных впадин. В прогибе развиты чрез-

вычайно мощные (до 13 км) отложения удоканской серии, по данным В. С. Федоровского, подразделяющиеся на целый ряд свит, обладающих разным типом разреза в различных структурно-фациальных зонах (рис. 35).

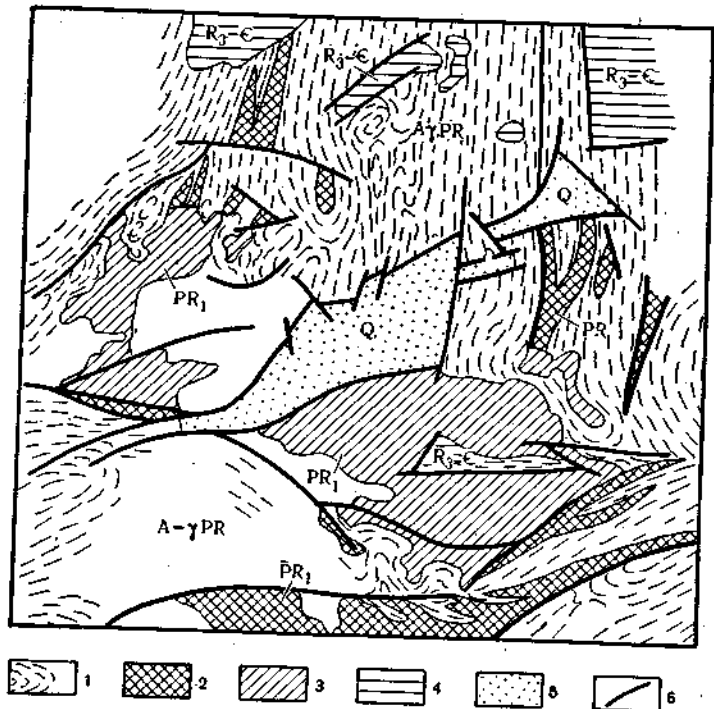


Рис. 35. Схематическая карта Олекмо-Витимской горной страны (по А. М. Лейтесу и В. С. Федоровскому, с упрощением): 1 — архейские метаморфические и нижнепротерозойские магматические образования; 2, 3 — нижний протерозой, удоканская серия; 2 — троговый комплекс, 3 — комплекс пологих впадин; 4 — верхний рифей — кембрий; 5 — четвертичные отложения; 6 — разломы

Удоканская серия в основном сложена разнообразными терригенными и реже карбонатными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и доломитами, метаморфизованными до стадии кристаллических сланцев. Важной особенностью терригенных красноцветных пород удоканской серии является их промышленная меденосность. Анализ разреза этой серии позволил В. С. Федоровскому выделить три крупных ритма в ее строении, причем накоплению древнейших грубообломочных горизонтов предшествовало длительное выветривание архейских пород. Соотношение с архейскими отложениями, подстилающими породы удоканской серии, а также с рифейскими, перекрывающими ее, наряду с многочисленными цифрами абсолютного возраста (2600—1900 млн. лет) позволяет относить отложения удоканской серии к нижнему протерозою. Характер строения и пологое залегание удоканской серии позволяют некоторым геологам считать ее выполняющей древнейший протоплатформенный прогиб (рис. 36). В других районах Олекмо-Витимской зоны отложения, одно-

возрастные удоканской серии, представлены метаморфизованными вулканогенно-терригенными и кремнисто-железистыми образованиями мощностью до 4 км, накопившимися в узких шовных прогибах геосинклинального типа. Вулканогенно-осадочные толщи в целом соответствуют нижним частям разреза терригенно-карбонатных отложений Кодаро-Удоканского прогиба, прорываемых гранитами с возрастом 1850 млн. лет.

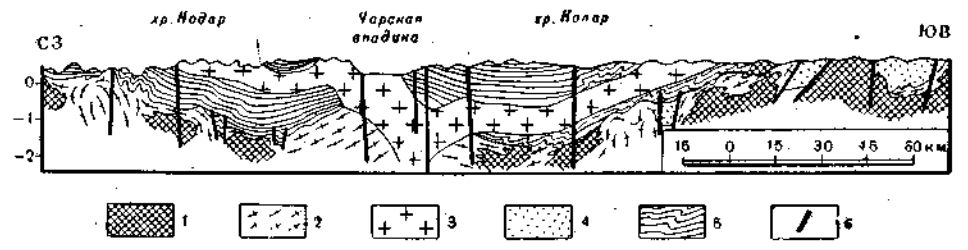


Рис. 36. Схематический профиль Кодаро-Удоканского прогиба (по А. М. Лейтесу и В. С. Федоровскому, с упрощением): 1 — архей; 2, 3 — нижний протерозой; 2 — гранито-гнейсы, 3 — граниты; 4, 5 — удоканская серия; 4 — троговый комплекс, 5 — комплекс пологих впадин; 6 — разломы

Зона Станового хребта. На юге Алданского щита располагается крупная система разломов, отделяющая зону раннепротерозойской складчатости Станового и Джугджурского хребтов от архейских глыб. Северо-западным продолжением структур этой зоны, возможно, является Олекмо-Витимская зона раннепротерозойской складчатости, а северо-восточным — Маймаканская. Нижнепротерозойские структуры по существу обрамляют архейские комплексы Алданского щита с запада, юга и востока. В фанерозое зона Станового и отчасти Джугджурского хребтов служила ареной интенсивной магматической деятельности, что отличает ее от остальной части Алданского щита.

Толщи древних пород, известные под названием станового комплекса, представлены разнообразными гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и обладают мощностью в несколько километров. Все отложения исключительно сильно дислоцированы и в целом приобрели широтную ориентировку. Среди этих отложений заключены реликтовые глыбы архейских чарнокитовых гнейсов алданского комплекса. Отложения станового комплекса прорваны так называемыми древнестановыми гранитами и гранито-гнейсами ранне-(?) и среднепротерозойского возраста. Позднестановые гранитоиды внедрялись, по-видимому, в среднем протерозое. В палеозойское и мезозойское время Становая зона подвергалась многократной магматической переработке. На юго-западе зоны гранитоидные интрузии внедрялись в девонское время, хотя не исключены и более молодые каменноугольные граниты. В мезозое, начиная с триаса, снова имел место исключительно мощный гранитный магматизм, причем возраст интрузий омолаживался в восточном направлении. На крайнем юго-западе зоны известны триасовые граниты, а на востоке — поздне меловые, но шире всего распространены юрские гранодиоритовые интрузивные массивы. Интрузивный магматизм местами сопровождался вулканизмом и накоплением континентальных обломочных отложений в узких прогибах, контролировавшихся разломами.

Таким образом, раннепротерозойская складчатая зона Станового и Джугджурского хребтов заложилась на древнейшем архейском фундаменте Сибирской платформы и в дальнейшем подвергалась неоднократной тектонической и особенно магматической переработке. Следует подчеркнуть, что в геологическом строении этой зоны много неясного. Неопределенно ее юго-западное окончание, которое как бы «растворяется» в Селенгино-Яблоневой зоне ранних палеозойских, также подвергавшейся неоднократной магматической переработке. Неизвестны соотношения с зонами раннепротерозойской складчатости на западе и востоке Алданского щита. Поэтому на разных тектонических схемах Сибирской платформы Становая зона то включается в пределы Алданского щита, то, наоборот, выделяется в самостоятельную область.

Анабарский массив. Образования архея известны в пределах Анабарского массива — выступа фундамента Сибирской платформы. Благодаря работам М. И. Рабкина еще в 1951 г. они были расчленены на три серии: далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую, выше которой иногда выделяется и четвертая серия — верхнеламауйская, но не исключено, что последняя одновозрастна хапчанской. Далдынская серия представлена мелнократовыми гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами; верхнеанабарская — лейкократовыми гиперстеновыми гнейсами с прослоями мраморов и более основных пород; хапчанская — биотит-гранатовыми, гранат-гиперстеновыми гнейсами с горизонтами кальцифиров и мраморов. Гранатосодержащие породы очень характерны для хапчанской серии. Общая мощность разреза превышает 15 км. Все отложения метаморфического комплекса Анабарского массива образуют систему сложных складок северо-западного простирания. Верхний возрастной предел метаморфизма этих пород оценивается в 2100 млн. лет. Все эти образования хорошо сопоставляются с архейскими толщами Алданского щита.

К востоку от массива, в пределах Оленекского поднятия, известны относительно слабо метаморфизованные толщи сланцево-песчанистого состава мощностью до 3 км, прорываемые гранитами с возрастом около 2000 млн. лет. Возможно, что эти образования одновозрастны удоканской серии Алданского щита.

На крайнем юге Сибирской платформы архейские образования мощностью более 10 км обнажаются в Шарыжелгайском и Бирюсинском поднятиях вдоль восточного склона Восточного Саяна, где они подразделяются на шарыжелгайскую и слюдянскую серии. Первая представлена монотонными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, реже гранатовыми, а вторая — чередованием пестрых по составу глыбо метаморфизованных пород: гнейсов, сланцев, кальцифиров и т. д. В этом же поднятии, в пределах Олотского грабена, залегают мраморы, амфиболиты, относящиеся уже к нижнему протерозою.

Таким образом, в тех районах Сибирской платформы, где ее фундамент обнажается на поверхности, он представлен преимущественно архейскими породами высоких стадий метаморфизма.

**Закрытые участки.** О строении фундамента в пределах Лено-Енисейской плиты нет вполне определенных данных, хотя существует много схем, основанных на интерпретации геофизических материалов, главным образом магнитных, и существенно различающихся между собой. Поскольку отложения чехла, за исключением эффузивов и интрузий траппового комплекса, практически немагнитны, то все неоднородности аномального магнитного поля вне зон распространения последних должны отражать внутреннее строение фундамента плиты.

В настоящее время можно предполагать, что архейские образова-

ния Алданского щита прослеживаются на север, где сливаются с археем Анабарского массива, но в районе Вилюйской синеклизы разделяются либо зоной субширотных разломов, либо зоной более молодой складчатости как бы на две крупные самостоятельные глыбы. Западная часть фундамента плиты довольно резко отличается от восточной ха-

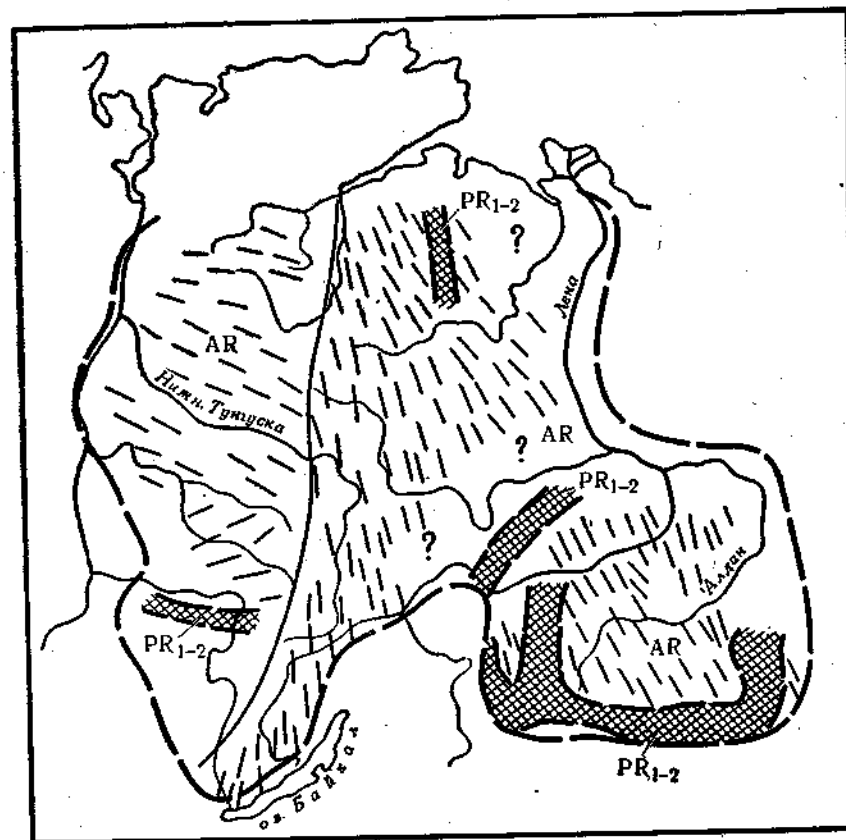


Рис. 37. Схема дорифейской структуры Сибирской платформы. Черточками показано простирание архейских пород, штриховкой — районы развития нижне-среднепротерозойских отложений

актером магнитного поля, на основании анализа которого допускается наличие глыбовой структуры фундамента архейского возраста. В районе Иркинеево-Чадобец также существует широтная зона разломов, отделяющая Тунгусскую глыбу на севере от южной Иркутской глыбы. Судя по характеру магнитных аномалий, в фундаменте плиты существуют куполовидные гнейсовые структуры, напоминающие таковые в нентрской серии Алданского щита. По-видимому, существенную роль в строении фундамента западной половины плиты играют раннеархейские метаморфические комплексы.

Отложения нижнего и среднего протерозоя, а возможно и верхнего архея, на Сибирской платформе образуют своеобразный комплекс, который резко отличается от архейского фундамента и рифейского платформенного чехла, но все же тяготеет к последнему. Они, как правило, сохранились лишь в отдельных впадинах и грабенах, наложенных на архейские образования (рис. 37). Отложения типа удоканской серии



в осадочных (терригенных) и вулканогенно-осадочных фациях развиты на Алданском щите и Оленекском поднятии, на Анабарском массиве (Уджинский грабен). По мнению К. Б. Мокшанцева, они могут быть также распространены в осевой зоне Вилюйской синеклизы (Кемпедийский и Уринский грабены), в Иркинеевском (?) и в Улканском грабенах и в ряде других районов Лено-Енисейской плиты. Отложения, выполняющие Улканский грабен и представленные трахиандезитами, андезитами, липаритами, трахибазальтами и терригенными осадочными породами мощностью до 1 км, прорываются гранитами с возрастом 1600—1770 млн. лет.

### Геологическое строение чехла

Типичный чехол в пределах Сибирской платформы начинает формироваться с рифейского времени, когда на всей ее территории существовали сравнительно спокойные тектонические условия и накапливался маломощный покров осадочных отложений. На основании характера залегания и состава пород платформенного чехла в нем можно выделить несколько комплексов, отвечающих вполне определенным этапам развития платформы. Однако это подразделение не столь однозначно, как на Восточно-Европейской платформе. Дело заключается в том, что, несмотря на явно несогласное залегание одних отложений на других и наличие перерывов в осадконакоплении, во многих случаях они не сопровождались перестройкой структурного плана или она была весьма незначительной. В то же время на некоторых рубежах в истории формирования чехла происходит очень резкая смена литологического состава пород, свидетельствующая о коренном изменении палеогеографических условий на огромных площадях, которые нельзя не учитывать при выделении комплексов. Поэтому в работах разных геологов можно встретить различное подразделение чехла Сибирской платформы на структурные ярусы или комплексы. Учитывая сказанное выше и несколько схематизируя строение платформенного чехла, в нем можно выделить следующие комплексы отложений: 1) рифейский, 2) вендско-силурийский, 3) девонско-нижнекаменноугольный, 4) среднекаменноугольный-верхнетриасовый, 5) юрско-меловой и 6) кайнозойский. Хорошо видно, что эти комплексы по своему объему отличаются от комплексов, выделяемых в пределах Восточно-Европейской платформы. На Сибирской платформе, несомненно, сказывается влияние Тихоокеанского сегмента земной коры с иной историей геологического развития, чем в Атлантическом сегменте.

**Рифейский комплекс.** Структурный план рифейского времени не совсем ясен, однако предполагается, что он характеризовался наличием плоских обширных впадин и разделявших их таких же плоских относительно узких прогибов типа грабенов. Большая часть Алданского щита была в это время приподнята.

Рифейский комплекс обнажается в пределах северных и восточных окраин Алданского щита, на Анабарском массиве и Оленекском поднятии, на западной окраине платформы в Туруханском поднятии, а также, вероятно, широко распространен на Лено-Енисейской плите, но в настоящее время перекрыт более молодыми отложениями и лишь в отдельных местах, например в Иркутском амфитеатре, вскрыт скажинами. Древнейшие отложения чехла с резким несогласием плащеобразно перекрывают архейские породы фундамента, а также нижне- и среднепротерозойские образования и дислоцированы очень слабо.

В основном они представлены неметаморфизованными песчано-глинистыми и карбонатными, красно- и пестроцветными отложениями мощностью от первых сотен метров до 4—5 км.

Классические разрезы рифея находятся на юго-востоке Сибирской платформы, в бассейнах рек Учур, Уян, Мая и других, где они были изучены С. В. Нужновым, В. А. Ярмолюком, В. И. Драгуновым и дру-

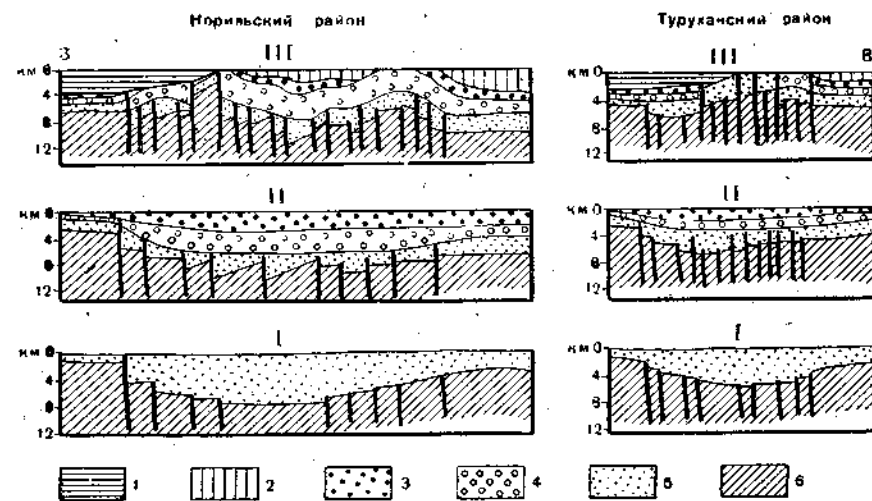


Рис. 38. Схематические палеопродольные разрезы, показывающие развитие северо-западной окраины Сибирской платформы в районе Туруханска и Норильска (по Т. К. Баженовой и В. И. Высоцкому):

I — конец рифейского времени; II — конец среднепалеозойского времени; III — современная эпоха; 1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — верхнепалеозойские и триасовые отложения; 3 — среднепалеозойские отложения; 4 — вендские и нижнепалеозойские отложения; 5 — рифейские отложения; 6 — архейские и раннепротерозойские отложения фундамента платформы

гими. Выделяется три комплекса: маймаканский, соответствующий нижнему рифею Башкирского антиклинория Южного Урала, якутский (среднерифейский) и кимайский (верхнерифейский), каждый из которых охарактеризован закономерно сменяющимися во времени комплексами строматолитов. Все три комплекса представлены песчано-глинистыми и карбонатными породами, причем последние преобладают в среднем рифе.

В рифейских отложениях наблюдается определенная цикличность. Как правило, циклы начинаются с относительно грубообломочных терригенных пород, потом они сменяются карбонатными и часто венчаются тонкими терригенными отложениями. Все эти породы формировались в условиях очень мелкого эпиконтинентального моря, покрывавшего огромные пространства Сибирской платформы. Мощность рифейских отложений на юго-востоке платформы составляет 3,5—4 км.

Перечисленные выше комплексы терригенных и карбонатных пород достаточно уверенно опознаются и в других местах Сибирской платформы — на Анабарском массиве и на Оленекском поднятии. Все эти отложения резким несогласием отделяются от пород фундамента, в состав которого входят интрузии с абсолютным возрастом 1700—1800 млн. лет, а на значительных пространствах платформы несогласно перекрываются отложениями юдомской серии вендского возраста.

На крайнем северо-западе платформы, в Туруханском, Курейском и Игарском поднятиях, на поверхности также обнажаются рифейские отложения максимальной мощностью до 4 км, представленные песчано-глинистыми и карбонатными породами и подразделяющиеся на ряд свит. Рифейские отложения в этом районе, по данным Т. К. Баженовой и В. И. Высоцкого, выполняют неширокий (100—150 км), но протяженный (до 1000 км) прогиб, располагающийся в краевой части Сибирской платформы. Перед кембрием произошли блоковые подвижки, в результате которых рифейские отложения оказались незначительно дислоцированными вблизи разломов. Следует подчеркнуть, что и в палеозойское время эта меридиональная зона испытывала несколько более интенсивное опускание по сравнению с соседними участками и на рубеже палеозоя и мезозоя снова подверглась некоторой глыбовой переработке (рис. 38).

В рифейское время на платформе имела место магматическая деятельность. Силлы, дайки и штоки диабазов, габбро-диабазов, типичные для трапповой формации, известны на Алданском щите, Анабарском массиве и Оленекском поднятии (рис. 39).

**Вендско-силурийский комплекс.** Выше рифейских отложений на Сибирской платформе выделяется достаточно обособленная толща пород, которую ряд геологов выделяет в самостоятельный вендский комплекс. Однако следует отметить, что его объем превышает объем вендского комплекса Восточно-Европейской платформы, хотя само существование, по-видимому, не вызывает сомнений. В предвендское время на платформе произошла перестройка общего структурного плана, которая ознаменовалась повсеместным погружением платформы и широкой трансгрессией сравнительно мелкого эпиконтинентального моря, продолжавшейся и в начале раннего палеозоя. В течение венда, кембрия, ордовика и силура усиленно прогибалась южная часть платформы, где формировался Ангаро-Ленский перикратонный прогиб. Не исключено, что обширные пологие впадины существовали на месте современных Вилюйской и Тунгусской синеклиз. Изометричный прогиб разделял области Анабарской и Оленекской антеклиз. Очень слабым опусканием был охвачен северный склон Алданского щита. Начиная с венда и кембрия наблюдается постепенное сокращение областей осадконакопления, поднятие и регрессия моря.

Вендские отложения довольно широко распространены на Сибирской платформе и на поверхности обнажаются в пределах восточного склона Алданского щита, на Анабарском массиве и Оленекском поднятии, на крайнем северо-западе платформы, в районе Туруханского и Курейского поднятия, а также в южной части Ангаро-Ленского прогиба и по восточной периферии Енисейского кряжа.

Вендские отложения перекрывают рифейские с размывом, угловым и даже структурным несогласием, указывающим на значительные тектонические движения. Во всех этих районах вендским отложениям отвечают свиты или серии с различными названиями: юдомская — на востоке платформы, карагасская и оселочная — на западе и юго-западе, ушаковская — в Ангаро-Ленском прогибе и т. д. В основании вендских отложений располагаются базальные конгломераты, песчаники и гравелиты, которые выше сменяются толщами песчаников, алевролитов, аргиллитов, местами пестро- и красноцветных. Во многих разрезах присутствуют следы многочисленных размывов, косая слоистость, знаки ряби, течений и волнений, трещины усыхания и другие явления, свидетельствующие о мелководной обстановке формирования этих пород. Более высокие части разреза, а иногда и почти весь разрез представ-

лены водорослевыми известняками и доломитами различной окраски. Мощность вендских отложений колеблется в широких пределах от первых сотен метров до 2—3 км, например отложения ушаковской свиты достигают 1,5 км мощности в Ангаро-Ленском прогибе. В западной

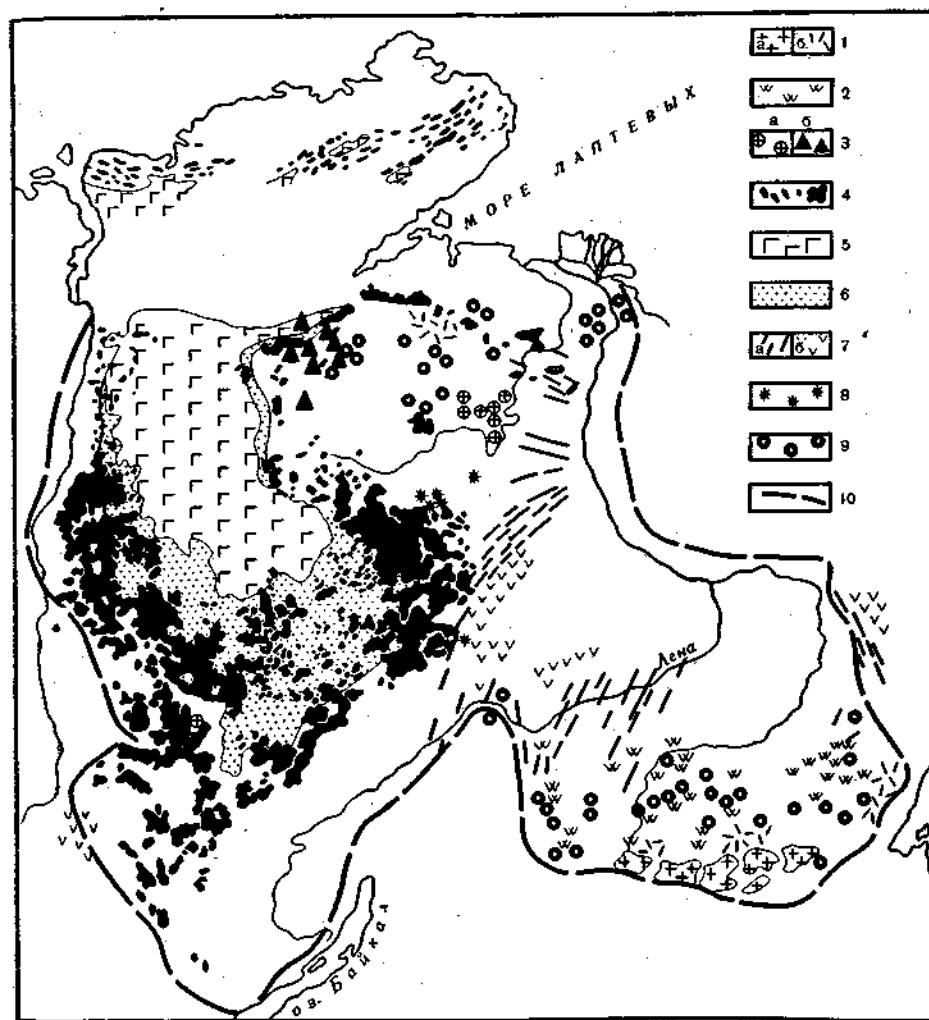


Рис. 39. Схема размещения магматических платформенных образований на Сибирской платформе (по В. Л. Масайтису):

Поздний мезозой: 1 — интрузии гранитоидов и сиенитов (а) и эффузивы кислого и среднего состава (б); 2 — интрузии щелочных габброидов и щелочных сиенитов. Поздний палеозой — ранний триас: 3 — кимберлиты (а) и интрузии ультраосновных щелочных пород (б). Трапповая формация: 4 — интрузии, 5 — покровы лав, 6 — туфы. Средний палеозой: 7 — трапповая формация: интрузии (а) и эффузивы (б); 8 — кимберлиты. Поздний протерозой — ранний кембрий: 9 — трапповая формация, интрузии нефелиновых сиенитов и ультраосновных — щелочных пород; 10 — границы Сибирской платформы

части платформы мощность карагасской и оселочной свит составляет около 2,6 км.

Эффузивы трапповой формации, дайки и силлы, по-видимому, вендского возраста известны на Оленекском поднятии и на востоке

Алданского щита. В последнем районе к этому же времени относится внедрение ультраосновных щелочных интрузий.

Кембрийские отложения пользуются широким распространением на Сибирской платформе. Они согласно залегают на вендских отложениях, которые были выделены из состава кембрийских лишь недавно. Полоса выходов кембрийских отложений на юге платформы

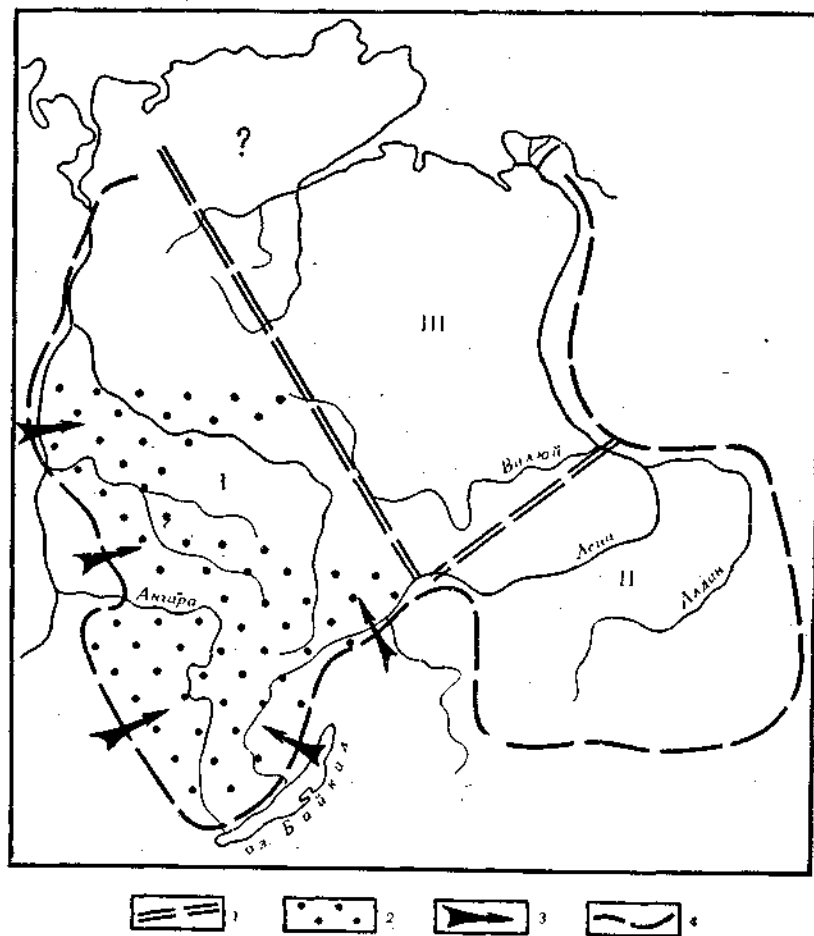


Рис. 40. Размещение типов (цифры в тексте) кембрийских отложений на Сибирской платформе:  
1 — границы областей с разным типом разреза; 2 — терригенный материал; 3 — направление сноса; 4 — границы платформы

обрамляет северную периферию Алданского щита и протягивается в пределах Ангаро-Ленского прогиба в Иркутский амфитеатр. На севере платформы огромное поле кембрийских отложений располагается в пределах Оленекского поднятия и по окраинам Анабарского массива. В кембрийское время сохранился тот же структурный план, который существовал и к началу венда. В отложениях кембрийской системы выделяются три отдела, причем нижний и средний отделы подразделяются на ярусы. В нижнем отделе выделяются алданский и ленский ярусы, в среднем — амгинский и майский. Среди кембрийских отложе-

ний преимущественным распространением пользуются карбонатные толщи, галогенные образования и значительно реже встречаются терригенные песчано-глинистые отложения. Расчленение кембрийских отложений произведено главным образом по фауне трилобитов и археоциат. Отложения кембрия обладают разными типами разрезов в пределах Ангаро-Ленского прогиба и западной окраины Тунгусской синеклизы (I), северной периферии Алданского щита (II) и Анабарской антеклизы (III) (рис. 40).

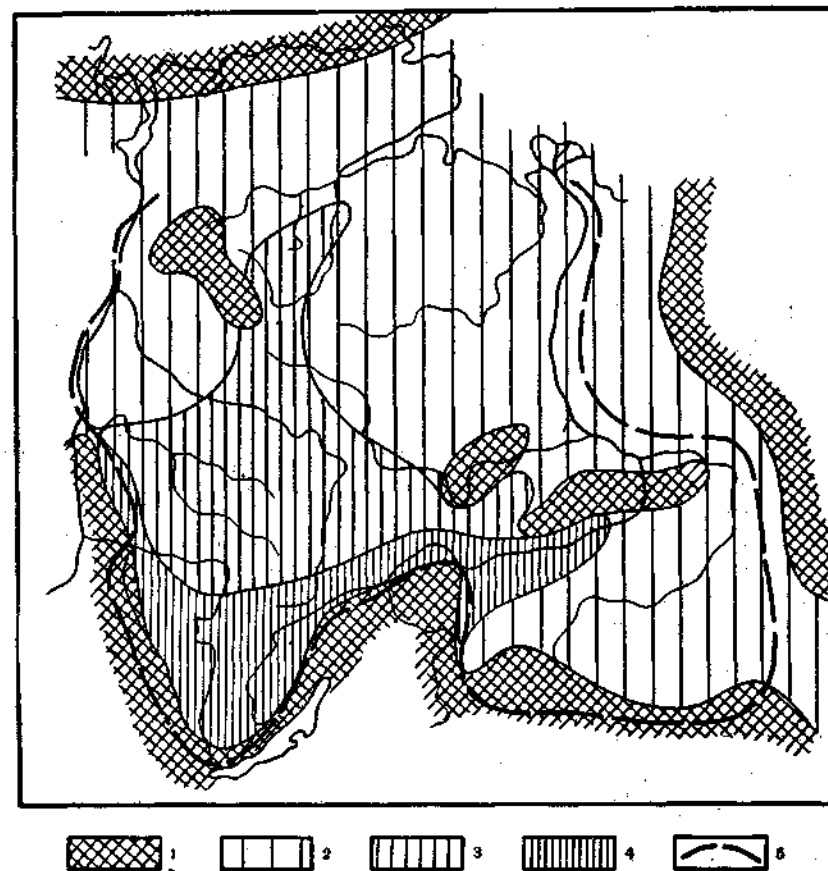


Рис. 41. Палеогеографическая схема Сибирской платформы в алданский век раннего кембрия (из «Атласа палеогеографических карт СССР», с упрощением):  
1 — области поднятий; 2 — море нормальной солености; 3 — море с повышенной соленостью; 4 — область развития соленосных отложений; 5 — современные границы платформы

В Ангаро-Ленском прогибе нижний кембрий представлен пестроцветной толщей глауконитовых известняков, глинистых доломитов, песчаников, мергелей, гипсов, ангидритов, каменных солей (усольская свита) с отчетливыми признаками мелководья: трещин усыхания, знаков волновой ряби и т. д. (рис. 41). Соленосные и ангидритовые толщи накапливались в сильно осолоненных лагунах, которые существовали в ленском веке на юге платформы. Мощность нижнекембрийских отложений в центральных частях Ангаро-Ленского прогиба достигает 2—

2,2 км. Средний кембрий в этих районах редуцирован и представлен разнообразными известняками, часто водорослевыми, доломитами, мергелями с фауной трилобитов и мощностью в первые сотни метров. Верхний кембрий в юго-западных районах платформы, в частности в Иркутском амфитеатре, сложен пестроцветной толщей мергелей, песчаников, алевролитов, глин, редко конгломератов (верхоленская свита). Местами отложения загипсованы, присутствуют линзы ангидритов. Верхоленская свита залегает с размывом на нижележащих отложениях, имеет мощность до 0,5 км и формировалась преимущественно в континентальных условиях.

По северной периферии Алданского щита особенно широко развиты отложения нижнего кембрия. В основании разреза распространена пестроцветная толща карбонатно-терригенных пород алданского яруса и преимущественно карбонатных пород ленского яруса, в которых по направлению к западу появляются ангидриты, гипсы и каменная соль. На крайнем юго-востоке платформы ленский ярус сложен черными битуминозными известняками и мергелями мощностью до 40 м. Средний кембрий распространен локально на западе и востоке, особенно в бассейнах рек Май, Юдомы, Амги, где представлен разнообразными известняками, доломитами, реже мергелями мощностью до 2 км и более. Местами развиты рифовые водорослевые белые известняки (до 0,6 км) амгинского яруса. Верхний кембрий в этих районах практически отсутствует.

На севере Сибирской платформы, в Анабарском массиве и Оленекском поднятии, кембрийские отложения развиты широко. Алданский ярус слагается пестроокрашенными известняками, песчаниками, мергелями, алевролитами, конгломератами со следами ряби волнений, течений, трещин усыхания и т. д., свидетельствующими о крайне мелководной обстановке формирования отложений. Ленский ярус также представлен пестрыми глинистыми известняками и горючими сланцами (Оленекское поднятие). Мощность отложений нижнего кембрия в этих районах не превышает первых сотен метров.

Отложения среднего кембрия согласно залегают на породах ленского яруса и представлены разнообразными карбонатными породами: глинистыми известняками, доломитами, мергелями, а в восточных районах — темными битуминозными известняками. Мощность отложений среднего кембрия едва достигает первых сотен метров. Верхнекембрийские отложения на севере платформы залегают совершенно согласно на среднекембрийских и сложены морскими мелководными отложениями, главным образом известняками и доломитами со значительной примесью песчанистого материала, мощность их 0,4—0,5 км.

Таким образом, кембрийские отложения Сибирской платформы обладают значительной изменчивостью фаций и мощностей. Формировались отложения большей частью в условиях мелкого эпиконтинентального моря, а на юге и юго-западе — и в лагунных условиях. Характерной особенностью кембрийских отложений является присутствие мощных соленосных толщ в ленском ярусе на юге и юго-западе и битуминозных сланцев на востоке платформы. В позднем кембрии морское осадконакопление имело место лишь в северных районах платформы.

Ордовикские отложения занимают большие пространства на Сибирской платформе, обнажаясь на поверхности в Ангаро-Ленском прогибе и по окраинам Тунгусской и Вилюйской синеклиз, где они образуют протяженные поля (рис. 42). Иными словами, области прогиба сохраняются прежними, но все же сокращаются. Фаунистиче-

ское своеобразие ордовикских отложений позволило подразделить их на три отдела и на пять провинциальных ярусов снизу вверх: устькутский, чуньский, кривоуцкий, мангазейский и долборский, не совпадающих с западноевропейскими. Отложения нижнего ордовика залегают на верхнекембрийских согласно и по окраинам Тунгусской синеклизы

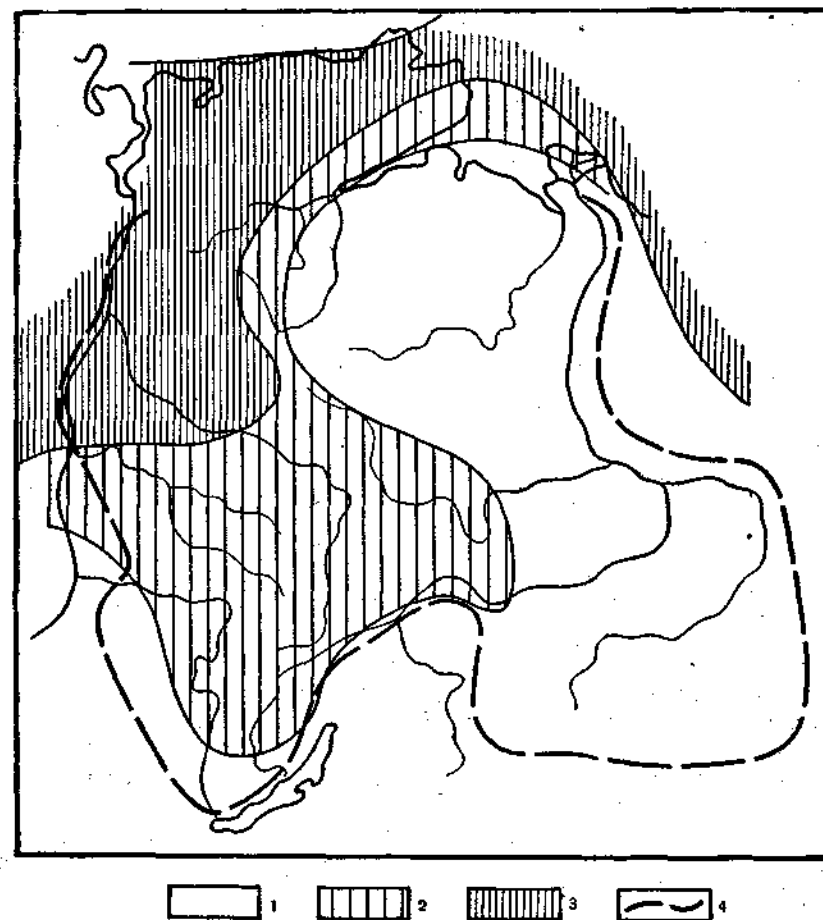


Рис. 42. Палеогеографическая схема Сибирской платформы в ордовикский и силурийский периоды (из «Атласа палеогеографических карт СССР», с упрощением):

1 — области поднятий; 2 — море в позднем ордовике; 3 — море в позднем силуре; 4 — современные границы платформы

в Иркутском амфитеатре представлены терригенными и терригенно-карбонатными породами, иногда загипсованными, часто пестроокрашенными, фациально сменяющимися в более внутренних районах доломитами, известняками и мергелями. В среднем ордовике начинают преобладать пестроцветные (красные, зеленые, розовые, серые) песчаники, алевролиты, глины, иногда конгломераты, а карбонатные породы им резко подчинены. В северо-западной части платформы отложения среднего ордовика залегают на нижнеордовикских с перерывом. Характерной особенностью отложений среднего ордовика является присутствие фосфоритоносных прослоев и обильная фауна брахиопод, трилобитов, мш-

нок и т. д. Верхнеордовикские отложения сильно редуцированы, распространены на меньшей площади, а местами и полностью размыты. В западных районах Тунгусской синеклизы преобладают морские глинистые известняки, мергели, реже алевролиты и глины, а на востоке и юго-востоке — почти исключительно терригенные красноцветные и загипсованные отложения. Мощность ордовикских отложений в разных районах колеблется от 0,3 до 0,8 км. Все они накапливались в обширном мелком эпиконтинентальном море, которое в позднем ордовике регрессировало в северном направлении. Верхи верхнего ордовика на платформе отсутствуют.

Силурийские отложения распространены значительно меньше, чем ордовикские, и развиты преимущественно в северных и западных районах Сибирской платформы, обнажаясь по юго-западной и северо-западной окраинам Тунгусской синеклизы, по-видимому, выстилая ее и в центральных частях (см. рис. 42). Повсеместно они залегают с разрывом на отложениях верхнего ордовика, а местами — и на среднеордовикских. В отложениях силура выделяются два отдела, а ярусное подразделение производится по западноевропейской схеме. Шире всего развиты разнообразные карбонатные толщи нижнего силура, в которых содержится богатая фауна брахиопод и кораллов. В основании разреза в северо-восточной части Тунгусской синеклизы встречается пачка граптолитовых сланцев (до 0,7 км). Породы обычно представлены глинистыми известняками, иногда битуминозными доломитами, гораздо реже песчаниками или алевролитами. Верхний силур в Иркутском амфитеатре в основном слагается терригенными, пестро- и красноцветными отложениями с гипсами и ангидритами. Только на северо-западе платформы присутствуют известняки и доломиты. Мощность силурийских отложений колеблется от 0,4 до 0,7 км. На всей территории платформы верхняя часть разреза силурийских отложений размыта в связи с поднятиями, охватившими почти всю платформу в позднем силуре, по-видимому, обусловленными каледонской складчатостью, происшедшей по юго-западному обрамлению Сибирской платформы.

Таким образом, к концу вендско-силурийского этапа произошло значительное усложнение общего структурного плана платформы и уже довольно отчетливо обособились некоторые главные структурные элементы, и Ангаро-Ленский прогиб, расчлененный на ряд частных впадин, практически завершил свое формирование. Обращает на себя внимание резкая смена типа осадков в пределах вендско-силурийского комплекса. Так, гипсоносные и соленосные карбонатно-терригенные отложения кембрия и нижнего ордовика в среднем ордовике сменяются почти исключительно терригенными осадками, а в раннем силуре — вновь карбонатными.

**Девонско-нижекаменноугольный комплекс.** В позднесилурийское время в результате поднятий, охвативших Сибирскую платформу, большая часть ее территории превратилась в сушу. В начале девонского периода волна опусканий вновь распространилась на платформе, но при этом не произошло резкого изменения структурного плана. Погружениями была охвачена северная часть современной Тунгусской синеклизы, примерно севернее устья Подкаменной Тунгуски. На севере платформы эта впадина соединялась с Лено-Анабарским прогибом, огибавшим поднятие Алданской антеклизы. По-видимому, сформировалась впадина и в пределах современной Вилюйской синеклизы, осложненной рядом узких грабенообразных прогибов по ее оси. В юго-западной части платформы образовались сравнительно небольшие Канская и Рыбинская впадины. Не совсем ясно, происходило ли соединение

Вилюйской и Тунгусской синеклиз, но не исключено существование временного погружения седловины между Анабарской антеклизой и Катангским поднятием, располагавшимся на юго-западе платформы. Некоторое усиление тектонических движений в девонское время на Сибирской платформе сопровождалось довольно энергичным проявлением магматизма, охватившим различные ее структурные элементы.

Девонские отложения пользуются еще меньшим распространением, чем силурийские. На юго-западе платформы они развиты в Канской впадине, в виде отдельных выходов прослеживаются по самой западной и северо-западной окраине Тунгусской синеклизы, в Туруханском и Курейкском поднятиях. На северо-восточном борту этой же синеклизы девонские отложения известны в верховьях р. Мойеро. Обнаружен девон и на крайнем севере платформы, в Нордвикском районе. Среди девонских отложений наибольшим распространением пользуются терригенные пестроокрашенные породы, соленосные, реже карбонатные, формировавшиеся либо в континентальных, либо в прибрежно-морских и лагунных условиях. Морские девонские отложения известны только на севере платформы. Нижний девон согласно залегают на отложениях силура и в северных районах представлен доломитами, глинами, известняками, пачками гипсов. По северо-восточному краю Тунгусской синеклизы в низах разреза девона также широко развиты сульфатные породы. Мощность отложений нижнего девона не превышает 0,3 км. Возможно, что каменная соль, слагающая купола в Нордвикском районе Хатангского прогиба, также имеет нижедевонский возраст.

Средний девон, сложенный на севере пестроцветными мергелями и доломитами с прослоями гипсов, достигает 0,25 км мощности, которая уменьшается в юго-восточном направлении. Верхний девон представлен толщей (до 0,7 км) красноцветных мергелей, известняков и гипсоносных доломитов. В бассейне р. Котуй карбонатные породы верхнего девона обладают мощностью всего в 50 м. Общая мощность наиболее полного разреза девонских отложений в районе р. Курейки и г. Норильска достигает 1—1,2 км.

В более южных районах платформы, к югу от устья Нижней Тунгуски, мощность девонских отложений быстро сокращается, и в них в изобилии появляется песчаный материал. Девон Канской и Рыбинской впадин представлен мощной (до 5 км) толщей лагунно-континентальных отложений: красноцветными песчаниками, доломитами, мергелями, отчасти гипсоносными, а также широко развитыми базальтами и андезито-базальтами (трапповая формация). В Вилюйской синеклизе, по-видимому, присутствуют верхи среднего девона и верхнедевонские отложения, представленные пестроцветными терригенно-карбонатными отложениями с прослоями и слагающими базальтов, их туфов и пеплов, а также соленосными толщами в районе Кемпендяйского грабена.

Таким образом, в девонский период морские условия существовали лишь на северо-западе платформы (рис. 43). Южнее располагалась мелководная лагунная зона, в которой периодически происходило осаждение сульфатных пород — гипсов и ангидритов. Еще южнее накапливались лишь континентальные отложения, часто красноцветные, весьма напоминающие породы типа «древнего красного песчаника». Источником сноса в это время служили горные сооружения, обрамлявшие Сибирскую платформу с юга и юго-запада. Максимальные мощности морских отложений наблюдаются в Курейкском районе, а континентальных — в Канской и Рыбинской впадинах. Большая часть платформы в девонское время представляла собой сушу, на которой господствовал жаркий и засушливый климат.

В девонское время в восточной части Сибирской платформы имела место довольно энергичная магматическая деятельность. Средне-верхнедевонские базальты трапповой формации известны в Кемпедяйской впадине, где их объем равен 60 тыс. км<sup>3</sup>. Там же развиты и породы трахибазальтовой формации. Долеритовые дайки девонского возраста встречаются на южных и восточных склонах Анабарского массива и

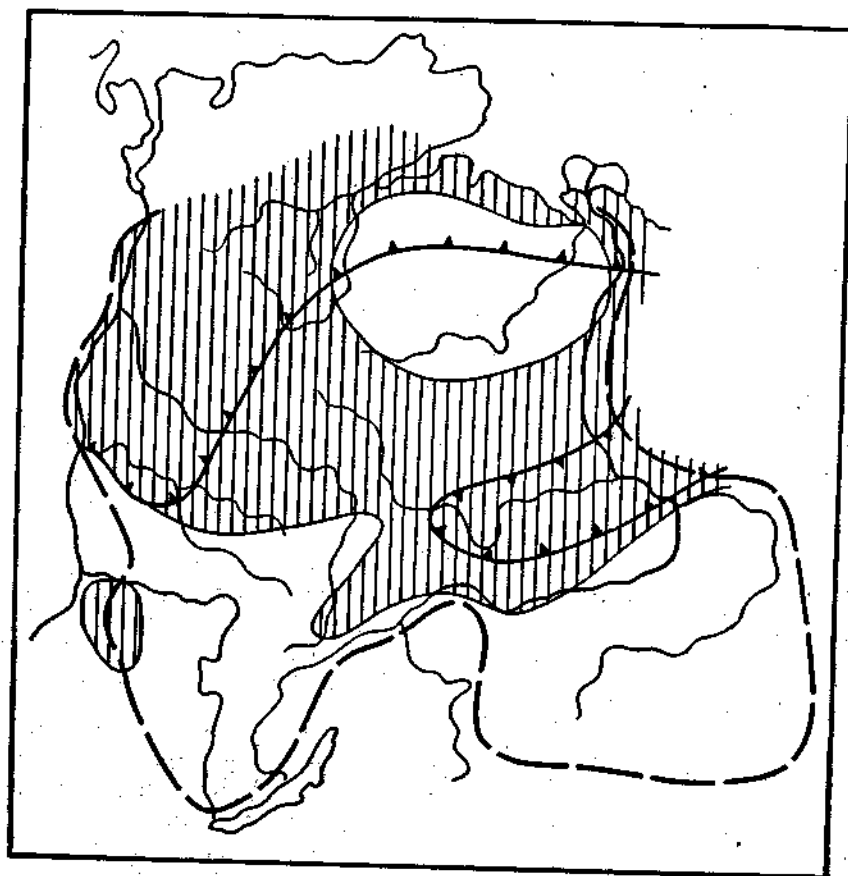


Рис. 43. Палеогеографическая схема Сибирской платформы в девонский период и в начале раннекаменноугольной эпохи (из «Атласа палеогеографических карт СССР», с упрощением):  
1 — области погружений в девоне; 2 — граница прогибов в начале раннего карбона; 3 — современные границы платформы

Оленекского поднятия. О базальтах Канской и Рыбинской впадин говорилось выше. Местами, например в Шарыжелгайском поднятии на юге платформы, на Анабарском массиве и в Кютюндинском грабене на Оленекском поднятии, в среднем-позднем девоне внедрялись интрузии ультраосновной щелочной магмы: пироксениты, ийолит-мельтейгиты, карбонатиты. Обнаружены также и кимберлитовые трубки (см. рис. 39).

Нижний карбон распространен наиболее локально из всех отложений палеозойского разреза (см. рис. 43). В северо-западных

районах платформы известны морские органогенные известняки с прослоями сульфатов, относящиеся к турнейскому ярусу (до 0,2 км). К югу появляются мергели и песчаники мощностью всего в несколько десятков метров. В Канской впадине низам нижнего карбона отвечают маломощные пачки кварцевых песчаников и реже известняков. Верхние части разреза нижнего карбона (визейский и намюрский ярусы) представлены зеленоватыми песчаниками часто с туфогенным материалом мощностью до 0,2 км. В раннем карбоне в северо-западную часть платформы проникало море, максимум трансгрессии которого приходится на позднее турне. Регрессия началась в начале визейского века, а в конце намюрского века в отдельных местах платформы уже начали формироваться континентальные угленосные отложения.

**Среднекаменноугольный — верхнетриасовый комплекс.** В среднем карбоне морское осадконакопление сменилось континентальным на большей части Сибирской платформы. Наиболее энергичные тектонические движения имели место в западной половине платформы, где формировалась Тунгусская синеклиза, в какой-то степени унаследованная от ранне-среднепалеозойской впадины, существовавшей на этом месте, причем опускания охватили значительно большую площадь, наложившись в Хатангское поднятие, ограничивавшее с севера Ангаро-Ленский прогиб. Прогибания происходили и на северо-востоке, а вся остальная территория платформы испытывала поднятия (рис. 44).

По существу вся Тунгусская синеклиза выполнена так называемой тунгусской серией (средний карбон — нижний триас), впервые выделенной С. В. Обручевым и сложенной континентальными, угленосными и вулканогенными отложениями. Тунгусская серия подразделяется на две толщи: нижнюю, или продуктивную, с угольными пластами, отвечающую среднему карбону — верхней перми, и верхнюю вулканогенную, в основном триасовую, но частично захватывающую и верхнюю пермь.

Продуктивная толща в северных районах синеклизы начинается с намюрского яруса нижнего карбона, а в южных — только с верхнего отдела каменноугольной системы. Продуктивная толща построена весьма сложно и характеризуется резкой фациальной изменчивостью разреза, непостоянной мощностью, различной степенью угленосности. В строении толщи участвуют разнообразные песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой глинистых известняков и конгломератов, редко прослой туфогенных пород и туфов. Среди терригенных отложений на разных стратиграфических уровнях и в различных местах появляются пласты угля рабочей мощности. Примесь углистого вещества характерна почти для всего разреза, но промышленная угленосность встречается далеко не везде. Продуктивная толща формировалась в условиях обширных аллювиальных, заболоченных и озерных равнин. Особенно энергичная деятельность крупных рек имела место в поздней перми, о чем свидетельствует широкое развитие аллювиальных отложений этого возраста. Углеобразование происходило в ранней и поздней перми, но в конце поздней перми климат стал более сухим и угленакпление шло лишь в отдельных болотистых местах. В пределы этой равнины с северо-запада временами вторгалось море, но быстро отступало.

По юго-западной окраине Тунгусской синеклизы верхнепермские отложения отсутствуют и продуктивная толща заканчивается нижнепермскими отложениями. Мощность продуктивной толщи достигает максимальных значений на северо-западе и в северных районах Тунгусской синеклизы, где она составляет около 1 км, а в южном направлении уменьшается до первых сотен метров.

Вулканогенная толща триасового возраста занимает почти всю центральную и северо-западную части Тунгусской синеклизы и отчетливо подразделяется на две толщи: нижнюю — туфогенную и верхнюю — преимущественно лавовую, развитую на севере в Путоранской впадине (см. рис. 44).

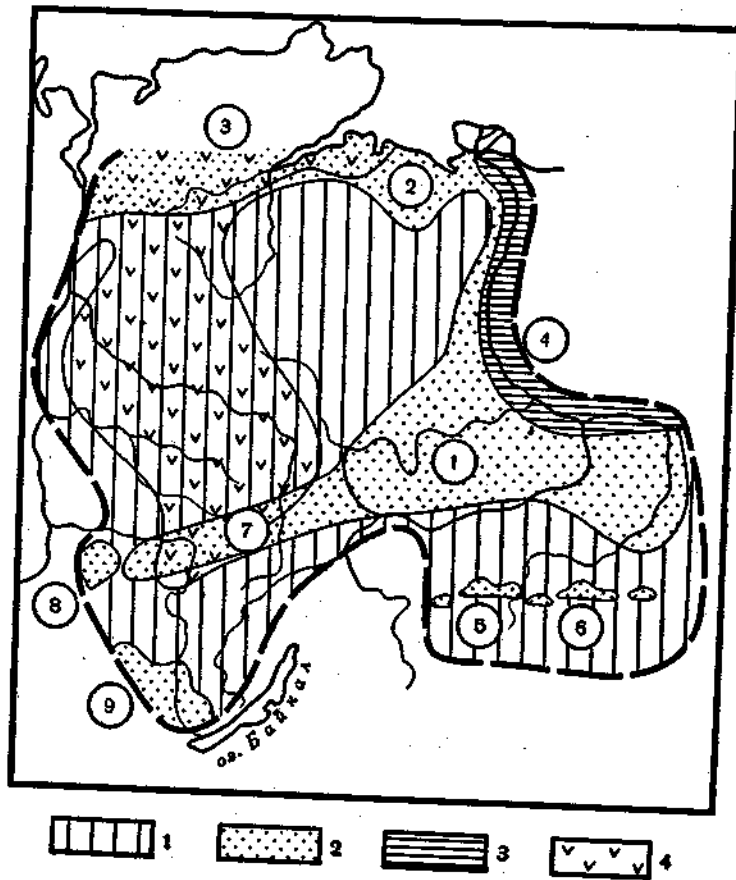


Рис. 44. Позднепалеозойские и мезозойские структуры Сибирской платформы:  
1 — области поднятий в послетриасовое время; 2 — прогибы юрского периода; 3 — краевой прогиб мезозоя; 4 — область развития тунгусской серии (средний карбон — средний триас). Цифрами в кружках обозначены структуры: 1 — Вилюйская синеклиза, 2 — Лено-Анабарский прогиб, 3 — Хатангско-Пясинский прогиб, 4 — Предверхооянский прогиб, 5 — Чульманская впадина, 6 — Токинская впадина, 7 — Ангаро-Вилюйский прогиб, 8 — Канско-Рыбинская впадина, 9 — Иркутская впадина

В нижней толще выделяется довольно много местных свит, которые сопоставляются с большим трудом, особенно при значительном удалении разрезов. Нижние горизонты вулканогенной толщи обычно залегают с резким размывом на верхнепермских отложениях, но местами сменяют их совершенно постепенно. Представлены они пестроокрашенными туфогенными породами: аргиллитами, алевролитами, песчаниками, мелкообломочными туфами и пеплами. Изредка встречаются

прослой горючих сланцев. В более высоких горизонтах туфогенной толщи развиты грубые туфы и туфобрекчии в виде линзовидных пачек, с обломками обуглившейся древесины. Чередование туфов, пеплов, туфобрекчий, туффитов, туфогенных пород создает весьма сложный разрез, в котором прослеживается ряд перерывов. В отдельных местах встречаются незначительные покровы базальтов. Мощность нижней толщи колеблется от сотен метров до 1—1,2 км.

Верхняя — лавовая толща распространена в центральных и северных районах Тунгусской синеклизы (Путоранские горы) и, в свою очередь, подразделяется на целый ряд свит, которые представлены покровами базальтов мощностью от первых метров до 15—20 м, чередующихся с маломощными прослоями туфов, туффитов и песчаных осадочных пород. Базальтовые покровы иногда распространяются на десятки километров при очень небольшой мощности. Во время формирования лавовой толщи, максимальная мощность которой достигает в Путоранской впадине 2—3 км, излияния базальтов происходили из многочисленных трещин, а взрывная деятельность в это время почти не проявлялась.

Как пирокластические, так и эффузивные продукты вулканогенной толщи по составу отвечают базальтам, долеритам, андезито-базальтам, редко андезитам. В то же время на западном склоне Анабарского массива, в Маймечя-Котуйском районе, происходили излияния трехибазальтов и ультраосновных — щелочных пород, сопровождавшиеся внедрением интрузий такого же состава. Ультраосновные породы и карбонаты известны и на Чадобецком куполе на юго-западе платформы. Возраст вулканогенной толщи, судя по находкам флоры и данным определения абсолютного возраста, в основном нижнетриасовый, хотя местами он поднимается до среднего триаса и опускается до верхов верхней перми.

Помимо эффузивной фации трапповой формации Сибирской платформы широким распространением пользуются также интрузии, располагающиеся полосами вдоль окраин Тунгусской синеклизы, в зонах наибольшего растяжения, по-видимому, глубоких разломов. Наиболее развиты силлы, «насыщающие» преимущественно верхние горизонты палеозойских и триасовых отложений и при выветривании образующие характерный ступенчатый рельеф<sup>1</sup>. В меньшем количестве распространены дайки, штоки, лакколиты, интрузии центрального типа. Скопления даек одного простирания образуют целые рои даек, занимающие огромные поля, например, по северо-восточному борту Тунгусской синеклизы. Мощность силлов в среднем составляет первые десятки метров, но местами, в Норильском районе, достигает 0,5 км. По составу интрузивные траппы отвечают нормальным платобазальтам, долеритам и габбро-долеритам. Более кислые разновидности траппов находятся обычно в крупных дифференцированных силлах.

Таким образом, формирование тунгусской серии завершилось в триасе мощнейшей магматической деятельностью, в которой фиксируется три этапа: 1) преимущественно взрывной — время накопления туфовой толщи; 2) существенно эффузивный — формирование лавовой толщи; 3) интрузивный — образование силлов, даек и т. д. Это разделение не является особенно четким, так как, по-видимому, имело место и сосуществование всех трех типов магматической деятельности, особенно двух последних. В разных районах платформы соотношение взрывной, эффузивной и интрузивной деятельности может меняться. Общий объем продуктов

<sup>1</sup> Слово «трапп» на шведском языке означает «лестница».

трапповой формации оценивается В. Л. Масайтисом более чем в 1 млн км<sup>3</sup> без учета траппов Предтаймырского прогиба и Таймыра, где он также равен примерно 1 млн. км<sup>3</sup>.

Широко известные трубки взрыва, дайки и жилы, выполненные алмазонасными кимберлитами — эруптивной брекчией ультраосновного щелочного состава, — формировались в позднем палеозое — раннем мезозое. Кимберлиты приурочены к определенным районам, главные из которых находятся на Тунгусско-Вилуйской седловине и на юго-восточном склоне Анабарского массива (см. рис. 39). Всего известно более 200 таких трубок взрыва и даек, первая из которых — алмазонасная трубка «Зарница» — была обнаружена в 1954 г. Л. А. Попугаевой. Кимберлитовые трубки обычно группируются в полосы, возможно, связанные с зонами разломов и участками сочленения различных структурных элементов платформы. Чаще всего трубки взрыва имеют в разрезе воронкообразную, а в плане изометричную форму размером примерно 100×100 м (рис. 45). Вблизи почти вертикального «ствола» такой трубки вмещающие

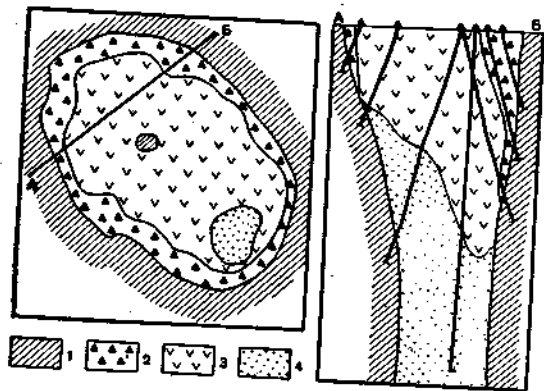


Рис. 45. Кимберлитовая трубка «Удачная» (по В. А. Милашеву и др.): 1 — вмещающие породы; 2 — кимберлитовая брекчия; 3 — карбонатизированные кимберлиты; 4 — серпентинизированная кимберлитовая брекчия

породы оказываются нарушенными. Первоначально полагали, что все кимберлитовые тела имеют раннетриасовый возраст. Однако сейчас установлено три главные фазы образования кимберлитов: каменноугольная, средне-позднетриасовая и раннемеловая.

Морские отложения триаса, не входящие в состав континентальной тунгусской серии, распространены по северной периферии Оленекского поднятия в Лено-Анабарском прогибе, где среди терригенных пород — галечников, песчаников, алевролитов, аргиллитов мощностью до 1 км — выделяются все три отдела. Крайне мелководные морские условия в Лено-Анабарском прогибе обуславливались вторжением моря из соседней Верхоянской геосинклинали, располагавшейся непосредственно к востоку.

Таким образом, среднекаменноугольное — среднетриасовое время на Сибирской платформе ознаменовалось довольно резкими дифференцированными тектоническими движениями. К концу этого этапа развития платформы сформировалась огромная Тунгусская синеклиза, ограниченная системами разломов и флексур, явившаяся ареной мощной вулканической деятельности в раннем триасе. Следует подчеркнуть, что в это же время в пределах соседней Западно-Сибирской плиты также происходил интенсивный вулканизм и формировались узкие, протяженные грабены, свидетельствующие о существовании условий тектонического растяжения. Несомненна связь подобных процессов в этих двух крупных структурах. Кроме района Тунгусской синеклизы дифференцированные опускания в конце этого этапа имели место на северо-востоке платформы, в Лено-Анабарском прогибе, расположенном

вблизи Верхоянской геосинклинали, интенсивно прогибавшейся в это время. Южная и восточная части платформы испытывали в среднекаменноугольное — среднетриасовое время поднятие.

**Юрско-меловой комплекс.** На рубеже триасового и юрского периодов на Сибирской платформе произошло изменение структурного плана. Области погружения переместились на восток, где начала формироваться Вилуйская синеклиза, открывавшаяся в сторону Предверхоанского краевого прогиба. На северо-востоке платформы продолжал развиваться Лено-Анабарский прогиб. В центральной части платформы в ранней юре существовал весьма пологий Ангаро-Вилуйский прогиб, а на западе и юго-западе в юре прогибались Канская, Рыбинская и Иркутская впадины. Весьма своеобразная тектоническая и магматическая активизация проявилась на юго-востоке платформы, в пределах Алданского щита.

Юрские отложения на Сибирской платформе распространены меньше, чем триасовые, но все же занимают значительное пространство, главным образом на востоке, в районе Вилуйской синеклизы, где они сливаются с юрскими отложениями Предверхоанского краевого прогиба. Юра развита и на северо-востоке платформы, в Лено-Анабарском прогибе, а также на юге, в субширотном Ангаро-Вилуйском прогибе, в Канской, Рыбинской и Иркутской впадинах, вблизи фронта Восточных Саян и в ряде асимметричных глубоких грабенообразных впадин на Алданском щите (см. рис. 42).

На северо-востоке платформы, в Лено-Анабарском прогибе, юра представлена всеми тремя отделами в морских фациях. Отложения состоят из глин, конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, с фауной аммонитов и белемнитов. Общая мощность юрских отложений достигает 1 км. Это наиболее полный разрез, где возможно выделение ярусов международной шкалы. В более южных районах, в Предверхоанском прогибе и Вилуйской синеклизе, распространены как морские, так и континентальные отложения, хуже поддающиеся стратиграфическому расчленению. Разрезы юры внешнего и внутреннего бортов краевого прогиба сильно различаются между собой, что вызывает трудности в их сопоставлении. В восточных районах платформы в раннем лейасе накапливались континентальные песчаные толщи, которые в среднем лейасе, в плинсбахском веке, сменились мелководными морскими терригенными отложениями. Трансгрессия максимально расширилась в позднем лейасе, когда море проникло в восточную часть Ангаро-Вилуйского прогиба. Отложения средней юры в основном представлены континентальными песчано-алевролитовыми и песчано-глинистыми осадками. Небольшие поднятия и размывы происходили на рубеже ранней и средней юры, о чем свидетельствуют конгломераты и галечники. Средняя юра распространена меньше нижней. Чередование в низах средней юры прибрежно-морских и озерно-аллювиальных отложений связано с периодическим наступанием в целом регрессирующего морского бассейна.

Верхняя юра только на севере Предверхоанского прогиба представлена морскими и континентальными отложениями, а на всей более южной территории — это континентальные угленосные, песчаные толщи максимальной мощностью около 1 км в центре Вилуйской синеклизы, образующие огромный Ленский угленосный бассейн, стоящий по западсам угля на одном из первых мест в мире. Верхнеюрская толща состоит из ритмично чередующихся пачек песчаников, алевролитов, глин и угольных пластов, прослеживаемых на большое расстояние. Общая мощность юрских отложений в краевых зонах Предверхоанского про-



гиба и Вилуйской синеклизы составляет сотни метров, а во внутренних достигает 2 км и более.

В пределах Алданского щита располагается ряд впадин — Чульманская, Токинская и другие, выполненные мощной (до 4,5 км) толщиной угленосных континентальных юрских и меловых отложений, выделяемых в Южно-Якутский угленосный бассейн. В песчаных юрских отложениях присутствуют покровы эффузивных пород и туфов трахитового состава. На юрско-меловые отложения Чульманской впадины с юга надвинуты породы архея, образующие покров с амплитудой в несколько километров (рис. 46). Возможно, что к средней и верхней юре, по

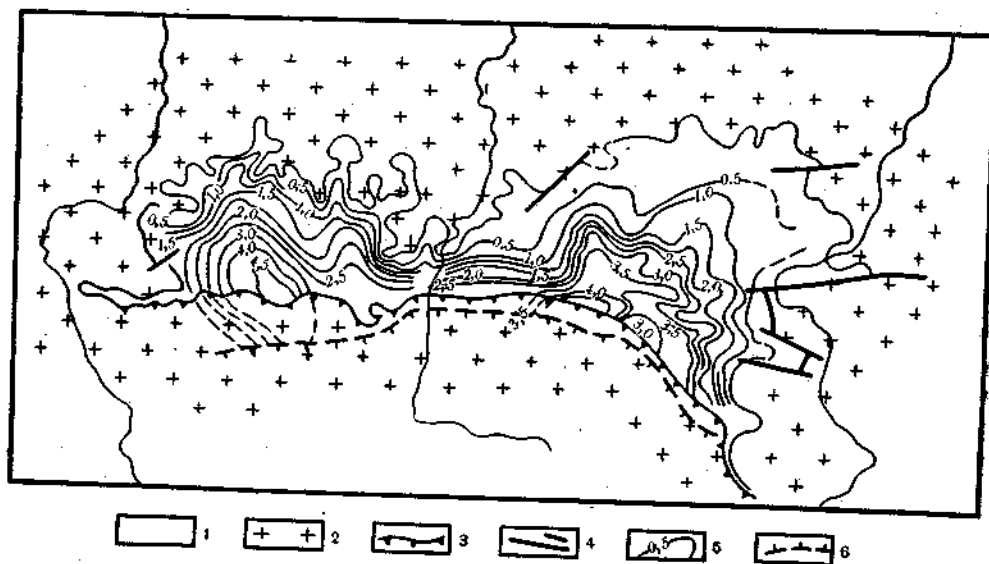


Рис. 46. Схема рельефа поверхности домезозойского фундамента Чульманской впадины (по И. В. Данкевичу, Ю. А. Павлову и др.): 1 — мезозойские отложения; 2 — архейские образования; 3 — Южно-Чульманский надвиг; 4 — разломы; 5 — изолинии глубины залегания фундамента впадины; 6 — южная граница распространения мезозойских отложений под архейскими образованиями

данным С. М. Кравченко, относится осадочно-вулканогенная толща трахитовых игнимбритов, туфов и туфобрекчий лейцитовых порфиров и кремнистых аргиллитов в центральной части Алданского щита (Томотский массив).

В поздней юре в пределах Алданского щита происходило формирование огромных базальтовых даек, а также внедрение гранитоидных и кислых щелочных интрузий, с которыми генетически связано золотое оруденение. Магматической активизацией была охвачена в это время и зона Станового прогиба.

В Ангаро-Вилуйском прогибе развита маломощная (до 0,2 км) толща преимущественно континентальных песчаных пород нижней юры. В Канской, Рыбинской и Иркутской впадинах разрез континентальной юры, по данным П. П. Тимофеева, достигает 1,2—1,4 км, причем основную часть разреза составляют среднеюрские отложения (до 0,8 км). Юрская толща представлена конгломератами, гравелитами и разнообразными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко мергелями и пластами углей, мощность которых может достигать 50—70 м. Юрские отложения местами очень полого дислоцированы, однако

вблизи Восточных Саян в Иркутской впадине смяты довольно энергично, но главным образом вблизи разломов.

Меловые отложения распространены только на востоке и на севере Сибирской платформы, в Лено-Анабарском и Предверхоанском прогибах, а также в Вилуйской синеклизы и во впадинах на Алданском щите. В северных районах известны нижне- и верхнемеловые морские отложения, представленные глинисто-алевритовыми породами, песчаниками, песками, мергелями, известняками, к краям прогибов замещающимися более грубыми песчаными породами. Мощность отложений составляет около 1 км. К концу раннего мела произошла регрессия и апт-альбские отложения развиты на севере только в континентальных фациях, а в начале позднего мела снова наступила трансгрессия.

В более южных районах, особенно в Вилуйской синеклизы, на протяжении мелового периода накапливались мощные (более 2—3 км) континентальные озерно-аллювиальные толщи песчаников, песков, алевролитов, аргиллитов. Угленосность характерна для нижнемеловых отложений, тогда как в верхнемеловых только в самых верхах разреза присутствуют маломощные прослойки лигнитов. В конце кампанского века море окончательно покинуло Сибирскую платформу, большая часть которой уже на протяжении длительного времени представляла собой невысокую равнину. Следует отметить, что после среднекаменноугольной — позднепермской эпохи углеобразования в юрское и раннемеловое время снова наблюдается расцвет пышной растительности и формирование угленосных толщ.

**Кайнозойский комплекс.** В кайнозойское время практически вся платформа испытывала очень слабые поднятия и не происходило формирования крупных структур. Но в неогене и в четвертичное время активность тектонических движений возросла и в результате образовался возвышенный и дифференцированный современный рельеф платформы. Активизацию испытали и окружающие платформу байкальские складчатые сооружения, особенно на юго-востоке.

Палеогеновые и неогеновые отложения развиты лишь локально в краевых участках платформы, например на юго-востоке Вилуйской синеклизы (Келинская впадина), где развиты континентальные отложения мощностью до 0,4 км — гравелиты, пески, песчаники с примесью углистого детрита и пластами лигнитовых углей до 2—5 м. Возраст этих отложений эоцен-неогеновый.

Каолинизированные, так называемые «водораздельные галечники» (до 20 м) палеогенового и неогенового возраста известны по северному борту Вилуйской синеклизы. На юго-западе платформы распространены аллювиальные, озерные и элювиальные (кора выветривания) отложения. Мощность последней (палеоцен-эоцен) достигает 60 м и сохранилась она только на высоких водоразделах.

**Попигайская астроблема.** На севере Анабарского массива расположена своеобразная Попигайская кольцевая структура, генезис которой вызывает бурные споры. Структура имеет округлую в плане форму диаметром около 100 км и находится в области погружения архейских гнейсов под толщу пород рифея. Внутри кольцевого кратера выделяется еще один диаметром в 75 км. В пределах этих двух вложенных друг в друга структур выделяются своеобразные брекчии и вулканические породы (импактиты). Происхождение Попигайской структуры объяснялось эрозионными, вулканическими и тектоническими процессами. В последние годы В. Л. Масайтис выдвинул гипотезу о ее метеоритном происхождении. По данным В. Л. Масайтиса, В. И. Фельд-

мана и В. П. Белова, внешняя зона кольцевой структуры характеризуется надвигами, наклоненными к ее центру. Внутри она выполнена брекчиями, состоящими из раздробленных вмещающих пород, испытавших ударный метаморфизм и частичное плавление. Развита также зювиты — туфоподобные породы, возникшие в результате распыления расплавленных при взрыве частиц пород фундамента, и тагамиты — массивные стекловатые породы, слагающие покровы, дайки и инъекционные тела. Материалом для этих пород явились расплавленные при взрыве гнейсы, сланцы, кварциты и другие породы данного региона, средний химический состав которых близок к составу тагамитов и зювитов. Детальное изучение характера изменений пород, изотропизация минералов, появление высокобарных фаз (коэсит и других минералов) позволяют оценить взрывное давление в 300—500 килобар, а температуру выше +1500°С. Геофизические данные свидетельствуют о раздробленности пород до глубины 1,5—2,5 км.

Таким образом, Попигайский кратер, очевидно, возник в результате удара гигантского метеорита, вызвавшего «индуцированный» вулканизм. Возраст кратера оценивается концом позднего мела — началом палеогена.

Четвертичные отложения пользуются широким распространением на Сибирской платформе и представлены различными генетическими типами. В северо-западной части платформы развиты ледниковые отложения, южнее сменяющиеся перигляциальными и озерно-аллювиальными осадками, наиболее полные разрезы которых находятся во впадинах, например в Вилюйской синеклизе, в долинах крупных рек. В пределах плоскогорий распространены гравитационные и элювиальные отложения. Сопоставление многочисленных местных стратиграфических схем, составленных для разных районов платформы, весьма затруднительно.

В северо-западной половине платформы достоверно установлены два оледенения: средне- и верхнеплейстоценовое.

В последнее время появилась возможность выделить в каждом из них либо самостоятельные оледенения, либо крупные стадии одного оледенения. В первом — самаровское ( $Q_{II}^1$ ) и тазовское ( $Q_{II}^2$ ), а во втором — зырянское ( $Q_{III}^1$ ) и сартанское ( $Q_{III}^2$ ). Максимальное самаровское покровное оледенение достигало устья Подкаменной Тунгуски, а далее его граница проходила в северо-восточном направлении к Хатангскому заливу. Ледниковые образования представлены донными моренами, флювиогляциальными отложениями и т. д. Обычно они сопоставляются с комплексами террас, развитыми в пределах южной внеледниковой зоны платформы. Как правило, по долинам крупных рек насчитывается около 8 террас, отвечающих нижнему, среднему и верхнему плейстоцену и сложенных галечниками, глинами, суглинками, песками. Широким развитием в южных районах платформы пользуются лессовидные суглинки разного генезиса, в том числе дюнного (эолового), формировавшиеся в обширной перигляциальной области, скорее всего в среднем плейстоцене, т. е. во время самаровского оледенения.

### Особенности структуры платформы

Главнейшие структурные элементы Сибирской платформы — Алданский щит и Лено-Енисейская плита, состоящая из Алданской и Анабарской антеклиз, Тунгусской и Вилюйской синеклиз, а также Ангаро-Ленской, Иркутской, Лено-Анабарской и других более мелких

впадин, прогибов и т. д. Рельеф фундамента платформы уже был рассмотрен выше. Следует отметить, что Сибирская платформа характеризуется в целом преобладанием отрицательных структур. В чехле Лено-Енисейской плиты отчетливо выражены и более мелкие структуры разного порядка: флексуры, впадины, поднятия, валы и т. д.

Огромная и пологая Анабарская антеклиза осложнена на своем восточном склоне Оленекским и Мунским поднятием, в первом из которых на поверхность выведены протерозойские дислоцированные толщи пород. На северном склоне антеклизы находится Попигайская кольцевая структура — астроблема, уже рассмотренная выше. В Алданской антеклизе развито лишь северное очень пологое крыло, осложненное флексурами.

В Ангаро-Ленском прогибе вблизи границы с байкалидами широко развиты линейные складки, образующие протяженную (более 1000 км) зону, в которой присутствуют сравнительно узкие и вытянутые антиклинали и реже синклинали, довольно равномерно заполняющие пространство. Складки, как правило, асимметричны и наклонены к северо-западу, а кроме того, осложнены продольными взбросами. От края платформы в ее внутренние зоны напряженность складчатости убывает и последняя быстро сходит на нет. Кроме линейных распространены также, главным образом на юго-западе, коробчатые и гребневидные брахискладки, в ядрах которых иногда присутствует нижнекембрийская соль. Как правило, в нижних горизонтах чехла все эти складки выражены резче, чем в верхних. Подобные складки частично могут быть связаны с соляной тектоникой, но большая их часть обусловлена подвижками блоков фундамента (рис. 47, I, V).

В Иркутской впадине на фоне общего пологого залегания пород на юго-востоке вырисовываются довольно крутые складки, ориентированные поперек простирания впадины и унаследованные от более древних структур Ангаро-Ленского прогиба (рис. 47, IV). Такие же унаследованные платформенные складки развиты в Рыбинской и Канской впадинах.

Тунгусская синеклиза представляет собой обширную пологую впадину, осложненную по краям поднятиями, валами, системами приразломных складок. Особенно ярко они выражены вдоль северо-западной периферии синеклизы, где располагаются Хантайско-Рыбинский вал (рис. 47, VI), Курейское и Туруханское поднятия, в пределах которых углы наклона приразломных складок достигают 50—60°. Вблизи этих поднятий наблюдается более интенсивная дислоцированность и верхнепалеозойских отложений в Тунгусской синеклизе. Пологое залегание слоев тунгусской серии в более внутренних участках синеклизы нарушается многочисленными куполовидными поднятиями и мульдами с углами наклона до первых градусов. Повсеместно распространены флексуры, амплитуда которых с глубиной возрастает. Эти перегибы великолепно фиксируются силлами траллов (рис. 47, III, IV). Развиты, по-видимому, и магматогенные кольцевые структуры и купола вздутия, осложненные разрывами. На севере синеклизы находится позднекайнозойское куполовидное Путоранское поднятие — гигантский покров базальтовых эффузивов.

Вилюйская синеклиза представляет собой сложный и глубокий прогиб, меньший по размерам, чем Тунгусская синеклиза. Ее крылья осложняются разломами, флексурами, перегибами, пологими поднятиями, например Сунтарским (рис. 48). В разных горизонтах чехла структуры выражены неодинаково. Блоки фундамента подняты на различную высоту по сбросам. В юго-восточной части синеклизы, в Кемпендйском

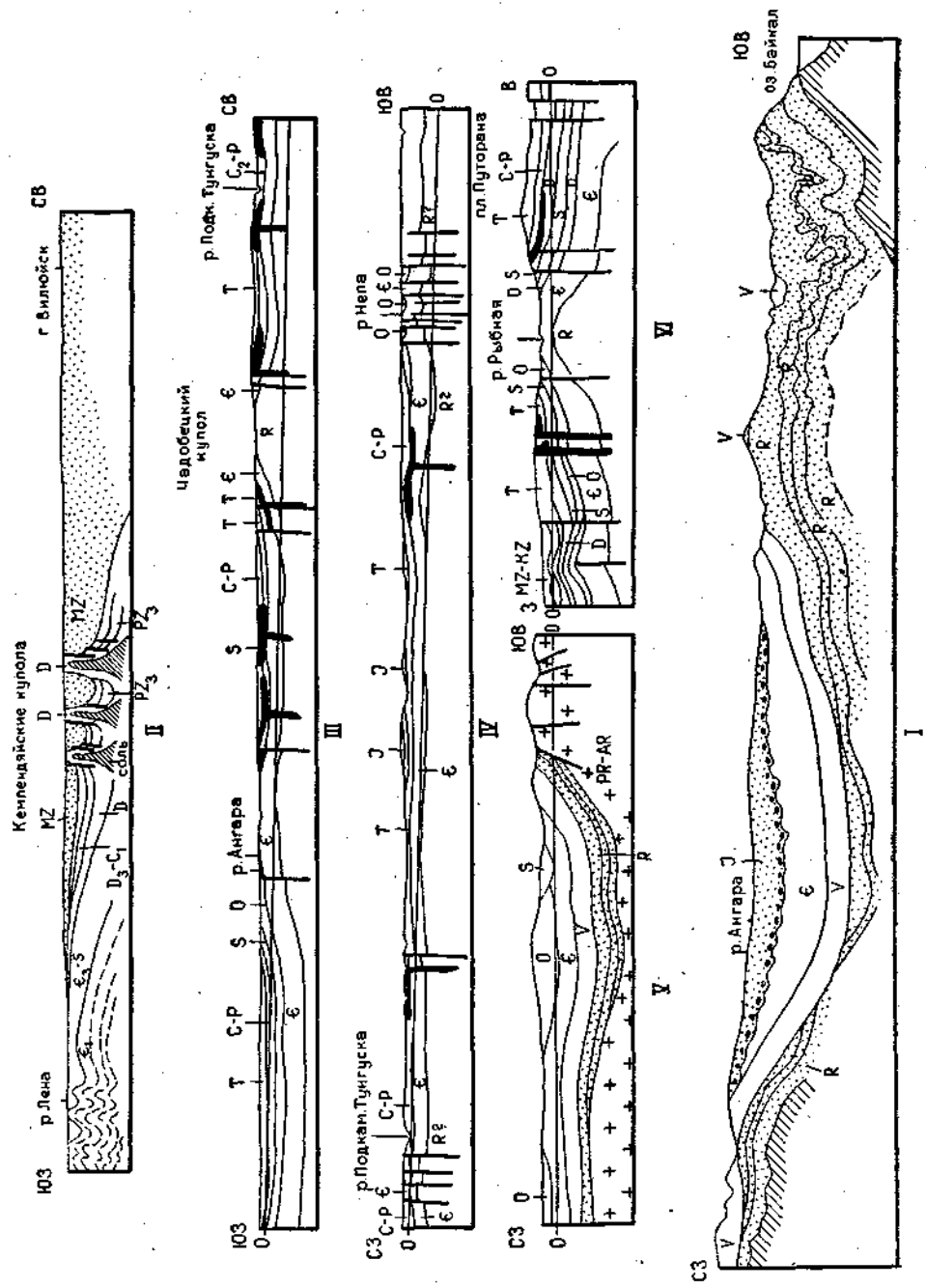


Рис. 47. Схематические профили различных участков Сибирской платформы: I — Иркутской впадины (по М. А. Шаховскому); II — юго-западной части Вильюйской синеклизы (по Н. М. Чумакову); III — западной окраины Тунгусской синеклизы (по Г. Ф. Макаренко); IV — северо-восточной части Ангаро-Ленского прогиба (по Г. Ф. Макаренко); V — южной окраины платформ в районе оз. Байкал (по В. К. Александрову); VI — северной части Турухано-Норильского поднятия (по Г. Ф. Макаренко)

прогибе, располагается своеобразная зона складок одноименного названия, представляющая собой систему соляных куполов сравнительно больших размеров (рис. 47, II). В ядрах куполов обнажается соль, скорее всего девонского возраста. В северо-восточной части синеклизы находится глубокая Линденская впадина.

### Полезные ископаемые

В пределах Сибирской платформы находятся самые разнообразные и богатейшие месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Ряд из них был известен уже давно, но подавляющая часть месторождений открыта за последние полвека. Залежи черных, цветных, редких и драгоценных металлов связаны как с отложениями фундамента платформы, так и с продуктами раннемезозойского трапного магматизма. Нерудные полезные ископаемые также приурочены к отложениям фундамента и чехла. Поэтому полезные ископаемые Сибирской платформы лучше рассматривать по их видам.

**Железо.** Железорудные месторождения концентрируются преимущественно в трех крупных районах. Южно-Алданский, или Южно-Якутский, район находится в пределах Алданского щита и характеризуется довольно высококачественными магнетитовыми железистыми кварцитами, залегающими в протерозойских отложениях. Возможность разработки месторождений открытым способом, близость к Чудьманскому юрскому угленосному бассейну, где развиты коксующиеся угли, делают этот район весьма перспективным для создания базы черной металлургии на востоке нашей страны.

Ангаро-Питский железорудный район находится в восточной части Енисейского кряжа, где осадочные гематитовые и гидрогематитовые железные руды связаны с песчано-глинистыми отложениями рифейского возраста. Рудные залежи в форме крупных линз и пластов образуют целый ряд месторождений и залегают неглубоко от поверхности.

Ангаро-Илимский район располагается в Иркутской области, в Братском и Нижнеилимском административных районах, где еще в 30-е годы было открыто несколько крупных месторождений железа контактово-метасоматического типа. Рудные залежи приурочены к контактам трапных интрузий в палеозойских (силурийских) отложениях. Содержание железа в рудах достигает 65%. Такие известные месторождения, как Рудногорское и Коршуновское, находятся вблизи железнодорожной линии Тайшет — Усть-Кут и могут разрабатываться открытым способом. В последние годы были обнаружены многочисленные месторождения железа такого же типа: в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски, Бахты, Летней, Северной и Анакит.

**Медь и никель.** Одно из медноникелевых сульфидных месторождений находится в районе Норильска. Это по существу целая группа месторождений, образованная вкрапленными и жильными рудами в дифференцированных уль-

траосновных интрузиях типа хонолитов. Рудные залежи концентрируются в нижней части интрузивных тел. Из руд Норильской группы месторождений на мощном горно-металлургическом комбинате извлекают не только медь и никель, но также кобальт, платаноиды, серебро и селен. На юго-востоке Сибирской платформы в западной части Алданского щита известно крупное Удоканское месторождение медистых песчаников, связанное с терригенными толщами нижнепротерозойской удоканской серии.

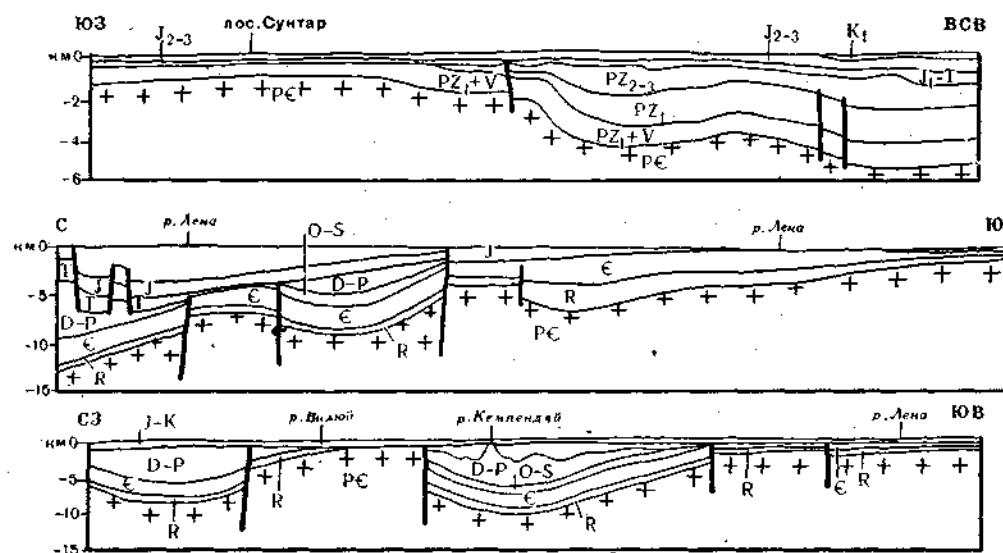


Рис. 48. Схематические профили различных участков Вилюйской синеклизы (по Г. Д. Бабаяну)

**Алюминий.** На Сибирской платформе известно много месторождений и рудопроявлений бокситов, но наиболее важное значение имеет группа месторождений Енисейского края, где все они связаны с мел-палеогеновой корой выветривания и бокситы залегают в карстовых полостях.

В Сибири в докембрийских отложениях широко распространены нефелинсодержащие породы — силлиманитовые и дистеновые сланцы, которые могут быть использованы для извлечения из них алюминия, так как содержат большое количество глинозема.

**Золото.** Месторождения золота находятся в южной части платформы, на Алданском щите. Наиболее важная роль принадлежит россыпным месторождениям золота, или, как их называли во времена М. В. Ломоносова, — «песошным», образовавшимся за счет разрушения и переотложения коренных залежей. Последние также известны и приурочены к кварцевым жилам в докембрийских породах.

**Алмазы.** В центральной части Сибирской платформы в Западной Якутии в 1954 г. была открыта первая кимберлитовая алмазонасная трубка, но находки алмазов в аллювии рек были еще и раньше. Известно значительное количество кимберлитовых трубок, многие из которых алмазонасны, а разрабатываются три: «Мир», «Удачная», «Айхал». Центром добычи алмазов стал город Мирный.

**Исландский шпат** — важнейшее сырье для радио и оптической про-

мышленности — широко развит в пределах Тунгусской синеклизы, где он залегает в виде гнезд в эффузивах и интрузиях трапповой толщи.

В отложениях нижнего кембрия недалеко от Иркутска находятся залежи **каменной соли**, а в результате метаморфизма каменных углей трапповыми интрузиями образовались крупные месторождения **графита**, находящиеся в нижнем течении Нижней Тунгуски, в долине Курейки и в ряде других мест.

**Уголь.** На Сибирской платформе известны крупнейшие в мире и в СССР угленосные бассейны, обладающие почти 70% всех запасов каменных и бурых углей в СССР. Месторождения углей связаны с палеозойскими, юрскими и нижнемеловыми отложениями. Тунгусский бассейн приурочен к одноименной синеклизе, в которой пласты угля общей мощностью почти до 100 м находятся в продуктивной свите тунгусской серии (средний карбон — пермь). Качество углей различное, от антрацитов до бурых углей. В силу труднодоступности многих районов, находящихся в глухой тайге, и удаленности от транспортных магистралей Тунгусский бассейн еще ждет своего будущего. Разработка угольных пластов ведется сейчас только в ряде мест, например в районе Норильска, где уголь часто оказывается ниже дифференцированных рудоносных интрузий, которые внедрились в породы продуктивной свиты. Ленский угленосный бассейн является крупнейшим в Сибири и территориально приурочен к Предверхоанскому краевому прогибу и Вилюйской синеклизе. В северных районах угленосными являются породы мелового возраста, а по направлению к югу — юрские и нижнемеловые. В пределах всего этого огромного бассейна выделяется целый ряд районов, в которых насчитываются десятки рабочих пластов угля, максимальная мощность которых достигает 5—8 м. Южно-Якутский угольный бассейн связан с юрскими отложениями на Алданском щите, где они залегают в глубоких впадинах: Чульманской, Токинской и других.

Иркутский угольный бассейн приурочен к Иркутской впадине. Мощные пласты угля юрского возраста, достигающие 25 м в Черемховском месторождении, залегают неглубоко от поверхности и разрабатываются открытым способом. Канско-Ачинский угленосный бассейн расположен в Канской впадине и также связан с юрскими континентальными отложениями. Пласты в основном бурого угля достигают 100 м мощности.

**Нефть.** Месторождения и проявления нефти на Сибирской платформе известны, хотя крупных залежей пока не обнаружено. Около деревни Марково в Иркутской области в 1962 г. в вендских отложениях было открыто месторождение нефти. Нефтепроявления есть и на Крайнем Севере, в районе Нордвика, уже в Хатангском прогибе.

**Газ.** Крупнейшие газовые и газоконденсатные месторождения обнаружены в последние годы в Вилюйской синеклизе, где они приурочены в основном к юрским отложениям.

Краткое перечисление только этих важнейших видов полезных ископаемых показывает, что Восточная Сибирь — это поистине кладовая нашей Родины.

#### Геофизическая характеристика и глубинное строение

В геофизическом отношении Сибирская платформа изучена гораздо хуже Восточно-Европейской. Несмотря на то что существует довольно большое количество работ, посвященных комплексной интерпретации геофизических данных, расхождение в трактовке разными исследова-

телями глубинного строения платформы, рельефа фундамента и в других вопросах еще довольно велико. Такая неоднозначная интерпретация связана главным образом с использованием гравиметрических и магнитных данных, тогда как материалов ГСЗ, точечных сейсмических зондирований и работ со станцией «Земля» слишком мало.

Наиболее важные обобщающие работы, в которых рассматривается геологическая интерпретация геофизических исследований, принадлежат Л. В. Буллиной, К. А. Савинскому, И. К. Туезову, Г. Д. Бабаяну, А. А. Николаевскому, Г. И. Штеху и многим другим.

Гравитационное поле Сибирской платформы в целом характеризуется отрицательными аномалиями в редукции Буге. По мнению Н. А. Беляевского, это обусловлено наличием высокого рельефа на платформе, ввиду ее активизации в позднекайнозойское время, и присутствием мощного покровного комплекса, слагающего глубокие и обширные синеклизы и впадины. Крупные минимумы силы тяжести приурочены к Тунгусской и Вилюйской синеклизам, а также к Ангаро-Ленскому прогибу и Канской впадине. Разнообразные по форме и размерам положительные структуры платформы — Анабарская антеклиза, Оленекское поднятие и другие — обладают относительно повышенными значениями аномального гравитационного поля. В то же время в наиболее прогнутых участках Тунгусской, Вилюйской и Ангаро-Ленской синеклиз фиксируются и положительные гравитационные аномалии, свидетельствующие, по-видимому, о локальном подъеме поверхности М.

Краевые зоны Сибирской платформы на западе, юго-западе, юге и юго-востоке фиксируются хорошо выраженными линейными отрицательными гравитационными аномалиями и резкими гравитационными ступенями, простирающимися на сотни и тысячи километров. Последние скорее всего отвечают крупным глубинным разломам. Во внутренних районах Сибирской платформы линейные гравитационные ступени отражают границы блоков с разным возрастом консолидации фундамента.

На характер гравитационного поля платформы влияет очень много факторов: рельеф поверхности и внутренняя структура фундамента, структуры платформенного чехла, морфология поверхностей М и К и т. д. Поскольку современное гравитационное поле есть результат одновременного влияния всех этих факторов, постольку учет и выделение какого-нибудь одного из них является трудной задачей.

Магнитное поле Сибирской платформы очень сложно. Магнитные аномалии обладают различной формой, отражающей внутреннее строение консолидированного фундамента, и аномалеобразующие тела размещаются в пределах верхней части гранитно-метаморфического слоя земной коры. Однако в пределах Тунгусской синеклизы широко распространены магнитно-активные породы — трапповые интрузии, интенсивность аномалий которых составляет тысячи гамм, что делает весьма трудной проблему выявления аномалий, связанных со структурой фундамента в этих районах. Непосредственная связь магнитных аномалий со структурами фундамента в пределах щитов и выступов позволяет интерпретировать магнитное поле и в закрытых районах Лено-Енисейской плиты.

На востоке платформы отчетливо выделяются полосовые магнитные аномалии, простирающиеся на 2000 км в северо-западном направлении от Алданского щита и до Анабарского массива и, по-видимому, отражающие внутреннее строение архейского фундамента. В осевой зоне Вилюйской синеклизы полосовые аномалии пересекаются поперечной зоной минимумов и максимумов почти широтной ориентировки.

Зона пониженного магнитного поля интерпретируется как область более молодой протерозойской или байкальской складчатости, наложенной на архейское основание.

На крайнем востоке Сибирской платформы резкие полосовые аномалии ограничиваются почти нормальным, очень спокойным полем Предверхоанского краевого прогиба, а на юге — широтной полосой пониженного магнитного поля, отвечающей структурам Станового и Джугджурского хребтов.

Тунгусская синеклиза характеризуется двумя типами магнитных полей. На востоке — это полосовые, северо-западной ориентировки аномалии Анабаро-Алданской системы, а на западе и в центре — субширотные максимумы и минимумы, осложненные локальными, резко меняющимися изометричными в плане максимумами и минимумами, обусловленными продуктами траппового магматизма. Существование противоположных типов полей скорее всего отражает неоднородность в строении фундамента Тунгусской синеклизы.

С запада и юго-запада Сибирская платформа обрамляется резко выраженными полосовыми максимумами и минимумами, протягивающимися вдоль Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Туруханского поднятия и обрезающими субширотные аномалии Тунгусской синеклизы. Такая же меридиональная зона линейных аномалий прослеживается и по левобережью Енисея уже в пределах Западно-Сибирской плиты. Полосовые аномалии ограничивают платформу и с юга, где они отвечают структурам Прибайкалья и Патомского нагорья.

Глубинное строение. Поверхность М на Сибирской платформе располагается в среднем на глубинах в 35—40 км, и только в Прибайкалье и в Восточных Саянах глубина ее залегания увеличивается до 45 км (рис. 49). Подъем поверхности устанавливается в центральных частях Тунгусской и Вилюйской синеклиз, где наблюдается также аномальная низкая мощность консолидированной земной коры, около 20 и 12 км соответственно. В других районах поверхность М залегает почти горизонтально, но в целом очень плавно поднимается в северном направлении, фиксируя общее сокращение мощности земной коры. Последняя достигает наибольших значений на юге платформы (40—45 км) и сильнее всего утонена в наиболее глубоких платформенных прогибах — синеклизах, в то время как на остальной территории мощность коры колеблется в пределах 35—37 км. Редукция земной коры происходит в тех районах, где наблюдаются максимальные мощности платформенного чехла, причем в этих случаях, по данным К. А. Савинского, происходит уплотнение вещества как коры, так и верхней мантии. Провести разделение консолидированной коры на базальтовый и гранитно-метаморфический слои, т. е. определить рельеф поверхности Конрада, для Сибирской платформы в настоящее время невозможно.

В целом можно подчеркнуть, что синеклизам соответствует подъем поверхности М и сокращение мощности коры, а положительным структурам — почти горизонтальное залегание поверхности М и увеличение мощности коры. В краевых зонах платформы, неоднократно подвергавшихся активизации и обладающих более молодым возрастом фундамента, поверхность М погружается, мощность коры увеличивается и вещество ее в верхней мантии несколько разуплотняется.

#### Сравнительная характеристика Восточно-Европейской и Сибирской платформ

Прежде всего необходимо подчеркнуть прямолинейность границ обеих платформ на значительном протяжении, что свидетельствует об

ограничении их зонами крупных и, вероятно, глубинных разломов. Обе платформы характеризуются древним, в целом дорифейским фундаментом, причем формирование древнейшего платформенного чехла в ряде районов началось еще в среднем протерозое. В фундаменте Сибирской платформы большую роль играют архейские складчатые комплексы. На Восточно-Европейской платформе гораздо шире развиты ранне- и лишь местами среднепротерозойские складчатые образования.

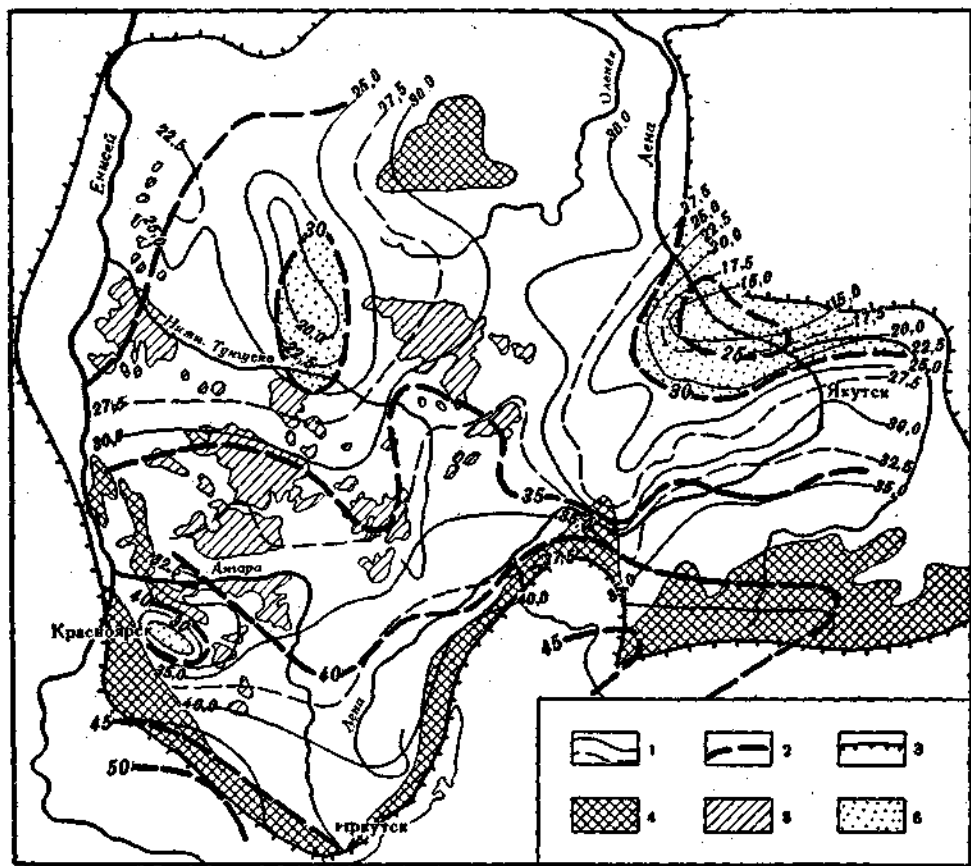


Рис. 49. Схема строения консолидированного комплекса земной коры и рельефа поверхности Мохоровичича Сибирской платформы (по К. А. Савинскому, Т. В. Мордковской, Ф. В. Данилову):

1 — изолинии мощности консолидированного комплекса земной коры, км; 2 — изолинии рельефа поверхности Мохоровичича, км; 3 — границы Сибирской платформы; 4 — выходы на поверхность кристаллических пород архея и протерозоя на щитах и краевых выступах платформы; 5 — выходы на поверхность основных и ультраосновных интрузивных пород; 6 — области уплотнения вещества консолидированной коры и верхней мантии

В строении фундамента обеих платформ принимают участие и небольшие блоки, консолидированные байкальской складчатостью, «спаявшиеся» с более древним фундаментом и в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя по своей истории развития не отличавшиеся от типичной платформы.

Рельеф фундамента обеих платформ характеризуется значительной расчлененностью. Формирование платформенного чехла происходило в

несколько этапов, сопровождавшихся перестройкой структурного плана, на который оказывали большое влияние геологические процессы, имевшие место в обрамляющих платформу геосинклиналях. Число этих этапов и характер отложений на обеих платформах различаются.

В рифейское время на Восточно-Европейской платформе формировались авлакогены, заполнявшиеся терригенными, реже карбонатно-терригенными, пестро- и красноцветными отложениями. Сибирская платформа в это же время испытывала общее погружение (стадия синеклиз). Рифейские отложения представлены главным образом карбонатными толщами. По данным И. Е. Постниковой и Р. А. Гафарова, рифейские авлакогены в целом пространственно связаны с зонами карельской складчатости. Как на Сибирской, так и на Восточно-Европейской платформах вендско-силурийский комплекс чехла, выделяющийся на обеих платформах, в целом отвечает каледонскому тектоническому этапу. На Восточно-Европейской платформе погружения в венде охватили обширные пространства в западной, центральной и северо-восточной частях, тогда как в дальнейшем районы опусканий сосредоточились лишь на западе. Сибирская платформа в венде, кембрии, ордовике и в раннем силуре была охвачена более энергичным, почти повсеместным опусканием. Следует отметить преобладание на обеих платформах в этот этап развития карбонатных отложений — толщ разнообразных известняков и доломитов, хотя в отдельные моменты, например в кембрии на Восточно-Европейской платформе и в среднем ордовике на Сибирской, шире были развиты терригенные толщи. В позднем силуре обе платформы испытывают поднятие.

Последующая история геологического развития двух платформ различается еще больше. Если на Восточно-Европейской отчетливо выражены герцинский и альпийский этапы, в начале которых происходила перестройка структурного плана, то на Сибирской платформе в девоне не произошло коренных изменений в перераспределении областей осадконакопления, они лишь сократились и возник ряд небольших новообразованных впадин. Иными словами, в среднепалеозойское время Сибирская платформа характеризовалась слабой тектонической активностью, тогда как на Восточно-Европейской платформе это время отличалось максимальным погружением. Однако девонское время на обеих платформах характеризовалось и некоторыми общими чертами: соленакоплением, дифференцированными тектоническими движениями, энергичной магматической деятельностью. Вместе с тем на Сибирской платформе ярко проявился среднекаменноугольный — среднетриасовый этап, в начале которого произошла резкая смена формаций и в западной части платформы стали формироваться исключительно континентальные угленосные толщи, сменившиеся затем вулканогенными отложениями трапповой формации огромного объема.

На рубеже триаса и юры на обеих платформах произошла смена структурного плана, причем на Восточно-Европейской зоны прогибания тяготели к Альпийской геосинклинали, а на Сибирской — к Верхояно-Чукотской области. В юрское и меловое время на востоке Сибирской платформы накапливались терригенные морские и континентальные угленосные толщ, а на Восточно-Европейской поздний мел — это эпоха образования однообразных карбонатных толщ в условиях мелкого эпиконтинентального моря. Начиная с палеогенового времени Сибирская платформа была приподнята, а в конце неогена начала испытывать тектоническую активизацию. На Восточно-Европейской платформе вплоть до позднего плиоцена происходили периодические трансгрессии моря с юга. Таким образом, этапы развития двух древних платформ

примерно совпадают, но их роль и содержание существенно отличаются, так же как и характер формаций.

Обе платформы обладают общей чертой тектонического развития, заключающейся в том, что движения на платформах тесно связаны с движениями, происходящими в соседних геосинклинальных областях. Как правило, этапы максимального погружения в последних вызывают опускания и в пределах прилегающих частей платформ, а завершение геосинклинального режима, складчатость и орогенез как бы «индуцируют» на платформах активизацию тектонических движений, общее поднятие и регрессию моря. Но крупные структуры платформ — антиклизы, синеклизы, щиты — возникают автономно и связаны с тектоническими процессами, свойственными именно платформам.

Сибирская платформа по мере своего развития испытывала все более и более дифференцированные и контрастные тектонические движения, а в позднем палеозое — раннем мезозое некоторые районы оказались даже дислоцированными, причем весьма значительно. На Восточно-Европейской платформе контрастность движений со временем падала. На Сибирской платформе, в общем, преобладают отрицательные структурные элементы, в то время как на Восточно-Европейской они находятся в меньшем количестве.

В истории развития обеих платформ существенную роль играли процессы магматизма, приуроченные к моментам структурной перестройки и активизации тектонических движений. На Восточно-Европейской платформе магматизм проявлялся в рифее, венде, девоне, начале триаса и в средней юре, однако по своим масштабам он не идет ни в какое сравнение с мощнейшим магматизмом Сибирской платформы, который имел место в позднем рифее — раннем кембрии, в среднем палеозое, в позднем палеозое — раннем триасе и в позднем мезозое. На той и на другой платформах шире всего развиты продукты основного траппового магматизма, но встречаются также проявления ультраосновного, щелочного с карбонатитами и кимберлитами и щелочного магматизма.

Примечательной особенностью Восточно-Европейской платформы является наличие по ее краям, скорее по «углам», глубоко погруженных участков, возраст фундамента которых в настоящее время неизвестен. Некоторые геологи указывают на возможную переработку этих участков в байкальское или даже более позднее время, однако содержание такой переработки остается неясным. На Сибирской платформе ее краевые зоны неоднократно подвергались энергичной тектонической и магматической активизации, что выразилось в образовании складок, формировании глубинных швов и внедрении различных по составу интрузий.

Обе платформы обладают довольно сходными характеристиками гравитационного и магнитного полей, обусловленными общими геологическими причинами. Интерпретация геофизических данных свидетельствует о слоисто-блоковой природе земной коры и о примерно одинаковой ее средней мощности (35—45 км). Достаточно уверенно выделяются гранитно-метаморфический и базальтовые слои, но в ряде мест мощность первого слоя резко сокращена. Крупные грабенообразные структуры и глубокие длительно развивавшиеся впадины характеризуются сокращением мощности коры

## Глава 8. Урало-Монгольский пояс

### Общая характеристика пояса

Урало-Монгольский складчатый пояс, протягивающийся более чем на 5000 км при ширине от 1000 до 2000 км, представляет собой один из крупнейших складчатых поясов земного шара. По своей форме пояс напоминает огромную дугу, выпуклую к юго-западу (рис. 50). В преде-

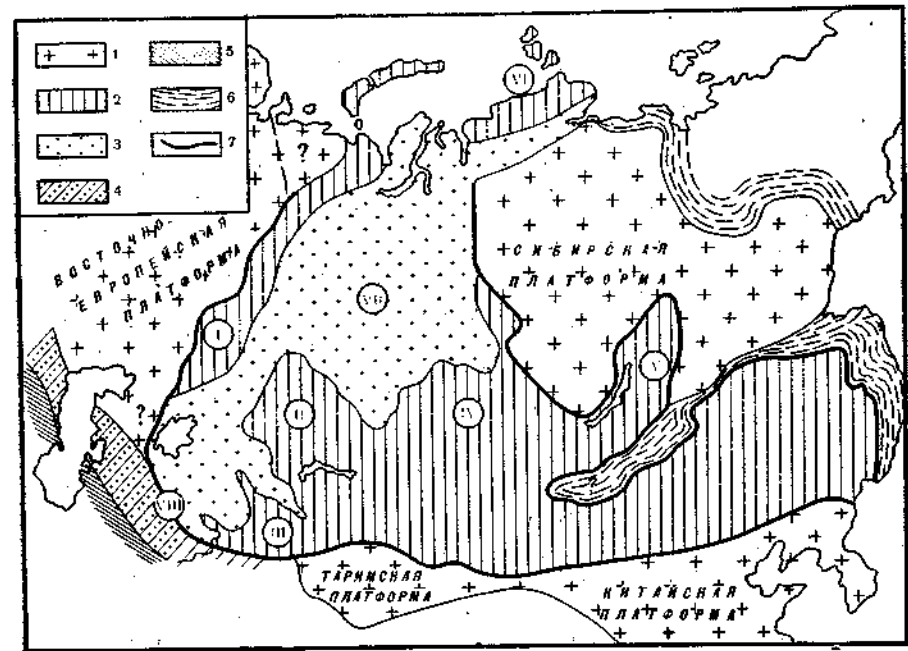


Рис. 50. Схема расположения Урало-Монгольского пояса:  
I — эписреднепротерозойские платформы. Урало-Монгольский пояс: 2 — выступы складчатого комплекса на поверхность; 3 — эпипалеозойские плиты. Альпийско-Средиземноморский пояс: 4 — эпипалеозойские плиты; 5 — альпиды; 6 — мезозойды; 7 — границы Урало-Монгольского пояса. Складчатые области: I — Уральская; II — Казахского нагорья; III — Тянь-Шаньская; IV — Алтае-Саянская; V — Байкальская; VI — Таймыро-Североземельская. Плиты: VII — Западно-Сибирская; VIII — Туранская

лах Урало-Монгольского пояса находятся складчатые области различного возраста: байкальские, каледонские и герцинские, которые на больших пространствах перекрыты чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. Эти участки пояса с практически горизонтально залегающим молодым комплексом пород являются эпипалеозойскими плитами. Урало-Монгольский пояс в своей северной части ограничен на западе Восточно-Европейской, а на востоке Сибирской платформами. Возможно, сооружения пояса продолжают в пределы шельфа Баренцева и Карского морей. С юга пояс обрамляется докембрийскими Таримской и Китайской платформами. На юго-западе, в районе южнее Аральского моря, он смыкается с северной внешней зоной Альпийско-Средиземноморского пояса.

По поводу восточного окончания пояса нет единого мнения. Одни исследователи считают, что он прослеживается через Монголию в пре-

делы Нижнего Приамурья, где срезается мезозоидами Сихотэ-Алинской области. Другие предполагают вырождение или слепое окончание складчатых сооружений пояса на территории Монголии и вклинивание в его пределы Монголо-Охотской складчатой области — «алофиза» мезозоид Тихоокеанского пояса. Все упомянутые выше разновозрастные складчатые сооружения, выступающие на поверхность и во многих местах образующие крупные горные хребты, сформировавшиеся в результате позднекайнозойских орогенических движений, а также перекрытые чехлом более молодых отложений, и были выделены М. В. Муратовым в Урало-Монгольский пояс.

В пределах СССР наблюдается почти полное поперечное сечение пояса, начиная от Сибирской платформы на северо-востоке и кончая Таримской на юго-западе. Байкальские складчатые сооружения располагаются преимущественно в краевых восточных зонах пояса. На северо-западе пояса находятся Печорская впадина с байкальским фундаментом и Тиманское поднятие, рассмотренные нами раньше, в разделе о Восточно-Европейской платформе. Более молодые складчатые образования Северного и Полярного Урала накладываются здесь, по-видимому, на байкалиды. Широко развиты байкальские сооружения по восточной периферии пояса, где они обрамляют с юго-запада и юга Сибирскую платформу, выступая на поверхность в Байкальской горной области, Восточном Саяне и Енисейском кряже. Частично они прослеживаются к северу и под чехлом Западно-Сибирской плиты.

По мнению М. В. Муратова и других геологов, байкалиды широко развиты на крайнем восточном окончании пояса, где в пределы СССР попадают Бурейнский и Ханкайский массивы, консолидировавшиеся к началу кембрия. Обширные площади в пределах пояса занимают области каледонской складчатости, к которым на востоке принадлежат сооружения Восточных и Западных Саян, Кузнецкого Алатау и Горной Шории. В этих районах ярко проявилась эпоха складчатости в середине кембрия, получившая название салаирской. Иногда ее называют раннекаледонской, в отличие от собственно или позднекаледонской, имевшей место в силуре. В центральной части пояса располагаются каледонские складчатые области Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня, своими северными и западными окраинами погруженные под чехол Туранской и Западно-Сибирской плит. Массив каледонской консолидации обрамляется более молодыми герцинскими складчатыми сооружениями, к которым на западе относится Урал, на юге — Южный Тянь-Шань, на востоке — Джунгаро-Балхашская область, Иртыш-Зайсанская зона, Рудный и Горный Алтай, Салаир, Томь-Колыванская зона. В строении Урало-Монгольского пояса большую роль, по-видимому, играют древние добайкальские массивы, между которыми и располагаются все более молодые складчатые сооружения. Пространственное размещение складчатых зон разного возраста весьма прихотливо, они часто резко изгибаются и торцово сочленяются друг с другом, особенно в пределах Алтае-Саянской области.

Как уже отмечалось, на погруженных разновозрастных складчатых сооружениях пояса в мезозое и кайнозое сформировались две обширные плиты: Западно-Сибирская и Туранская, причем последняя принадлежит по существу двум складчатым поясам: Альпийско-Средиземноморскому и Урало-Монгольскому, граница между которыми проходит примерно вдоль субширотной зоны Бухарского разлома, или ступени. В настоящее время геологическое строение многих участков Урало-Монгольского пояса подвергается переоценке с позиций так называемой новой глобальной тектоники. Пожалуй, наиболее важным в этой реви-

зии традиционных представлений является установление покровного строения многих регионов пояса, например Урала и Тянь-Шаня. Однако в такой новой трактовке геологического строения весьма заманчивой и интересной остается еще много неясных, противоречивых и спорных моментов. Изложение этих новых представлений о строении Урало-Монгольского складчатого пояса можно найти в трудах В. С. Буртмана, Л. П. Зоненшайна, М. А. Камалетдинова, А. В. Пейве, А. С. Перфильева, С. В. Руженцева и многих других геологов.

Геологическое строение Урало-Монгольского складчатого пояса целесообразнее рассматривать, начиная с наиболее изученных регионов. Сначала следует разобрать строение горных областей, где складчатый комплекс непосредственно обнажается на поверхности, а затем перейти к эпипалеозойским плитам. Поэтому знакомство с поясом мы начнем с Уральской области герцинской складчатости, далее рассмотрим каледониды и герциниды Казахского нагорья и Тянь-Шаня, а затем перейдем к каледонидам и герцинидам Алтае-Саянской горной страны и байкалидам крайних северо-восточных районов пояса.

## ОБЛАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ И ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

### УРАЛЬСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Урал является классической областью герцинской складчатости, протягивающейся в меридиональном направлении на тысячи километров, и ему свойственны четко выраженные продольные структурные зоны. Вкрест простираения этих зон наблюдается быстрая изменчивость отложений, проявляющаяся как в пределах одной зоны в частных структурах, так и в каждой из продольных зон. Уральская область характеризуется мощным геосинклинальным магматизмом в вулканической и в интрузивной формах, проявления которых строго локализованы. Изучение геологии этого региона началось очень давно, и существующим представлениям о его строении мы обязаны огромному коллективу геологов, среди которых видная роль принадлежит А. П. Карпинскому, Ф. Н. Чернышеву, Д. В. Наливкину, А. Н. Заварицкому, Е. А. Кузнецову, А. А. Богданову, Л. С. Либровичу, И. И. Горскому, А. В. Пейве, Н. А. Штрейсу, Т. И. Фроловой, А. С. Перфильеву и многим другим.

В географическом отношении Уральская горно-складчатая область подразделяется на четыре части: 1) Южный Урал, простирающийся от Южных Мугоджар до широты Челябинска, обладает максимальной шириной; 2) Средний Урал располагается на отрезке от Челябинска до кряжа Полюдов Камень, от которого начинается Тиман; 3) от Полюдова Камня до района горы Народная протягивается Северный Урал; 4) отрезок от горы Народная до горы Константинов Камень называется Полярным Уралом. К последнему почти под прямым углом примыкает невысокое складчатое сооружение Пай-Хоя, которое вместе с островами Вайгач и Новая Земля объединяется в Пайхойско-Новоземельскую герцинскую складчатую область, по геологическому строению и развитию отличающуюся от складчатой области Урала.

На западе Урал отделяется от Восточно-Европейской платформы Предуральским краевым прогибом, заложившимся в среднем-позднем карбоне и замкнувшимся в раннем триасе. На востоке складчатые образования Урала полого погружаются под мезозойские и кайнозойские платформенные отложения Западно-Сибирской плиты, под которыми герцинские сооружения Зауралья прослеживаются в восточном направ-



лении на несколько сот километров. На юге сооружения Урала погружаются под чехол Туранской плиты.

В строении складчатых образований, слагающих Урал, выделяются два существенно различных комплекса. Нижний комплекс представлен преимущественно доордовикскими толщами пород, вскрываемыми обычно в ядрах крупных антиклинориев. Верхний комплекс образован отложениями, начиная с ордовикских и кончая раннетриасовыми, и с угловым несогласием располагается на породах нижнего комплекса. Местами между ними наблюдается и резкое азимутальное несогласие. Н. П. Херасков предложил именовать нижний комплекс доуралидами, а верхний — уралидами. Тектоническая зональность Урала связана с формированием верхнего комплекса отложений и окончательно сложилась в результате герцинской складчатости. Поэтому рассмотрим сначала главные особенности тектонического районирования Урала, а затем охарактеризуем геологическое строение комплексов доуралид и уралид в различных структурных зонах.

### Тектоническое районирование Урала

Складчатая система Урала геологически и тектонически четко подразделяется на две продольные зоны (рис. 51): 1) зону Восточного склона Урала, максимально прогнутую и характеризующуюся широким развитием начального основного вулканизма и интрузивного магматизма, и 2) зону Западного склона Урала, относительно приподнятую и практически лишенную вулканических пород. Эти зоны разделяются узким и очень выдержанным по простиранию антиклинорием, носящим название Уралтауского на Южном и Среднем Урале, а на Полярном — Харбейского. Почти на всем своем протяжении этот узкий антиклинорий с востока ограничивается крупным глубинным разломом.

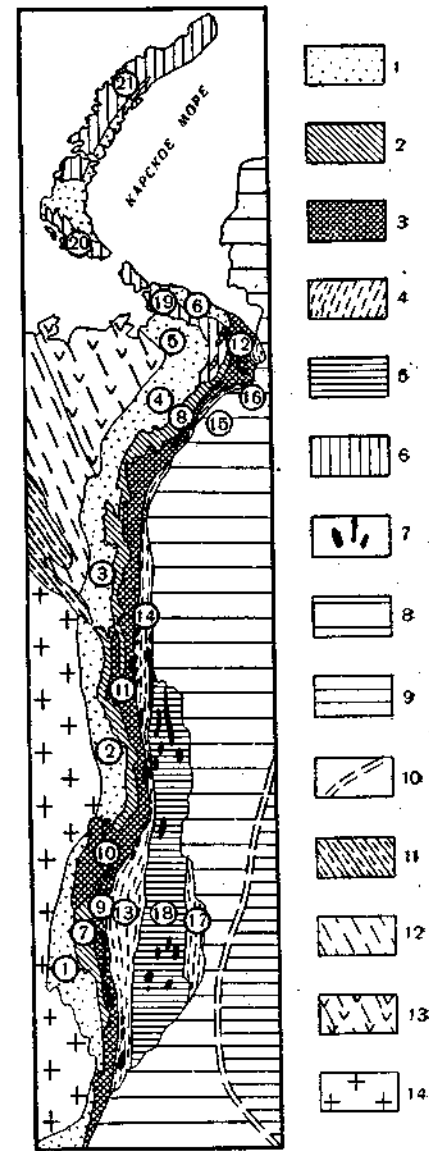
Характерная для Урала продольная тектоническая зональность лучше всего выражена в его южной части, где складчатое сооружение достигает максимальной ширины. На Западном Урале, к западу от антиклинория Уралтау, выделяется зона синклинориев, которые местами выклиниваются, разделяются пережимами и поднятиями, образуя четковидную полосу, например Зилаирский синклинорий на Южном Урале, Лемвинский синклинорий на Полярном Урале и т. д. Еще западнее располагается такая же прерывистая зона антиклинориев: Башкирского, Кваркушского и других. Эти краевые антиклинории граничат уже непосредственно с Предуральским краевым прогибом, внешняя зона которого располагается на Восточно-Европейской платформе. К востоку от Уралтауского антиклинория в пределах Восточного склона Урала выделяется на Южном Урале Магнитогорский синклинорий. На севере он резко суживается и сменяется Тагильским синклинорием на Среднем и Щучьинским и Войкарским синклинориями на Северном Урале. Для этой огромной по своей протяженности зоны синклинориев типичны основные эффузивы, интрузии ультраосновных, основных, средних и реже кислых пород, а также кремнистые и глинистые сланцы. Восточнее находится Урало-Тобольский антиклинорий, на Среднем Урале скрывающийся под чехлом платформенных отложений, и еще восточнее — Аятский синклинорий, обнажающийся своим западным крылом и также перекрытый мезозойскими и кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба.

### Основные черты геологического строения

Комплекс доуралид, включающий доордовикские толщи пород, обнажается в ядрах антиклинориев и крупных антиклиналей, преимущественно в относительно приподнятой зоне западного склона Урала, где он распространен в его наиболее широкой южной части. Среди образований доуралид выделяются глубоко метаморфизованные породы — разнообразие гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, магнетитовые кварциты, амфиболиты и другие, — объединяемые в тараташскую серию архейского или, скорее, нижнепротерозойского возраста. Местами встречаются толщи пород более низких степеней метаморфизма — хлорит-серпентиновых, кварцево-сланцевых и

Рис. 51. Схема тектонического районирования Урала:

1 — Предуральский краевой прогиб и другие орогенные впадины: Бельская (1), Уфимско-Соликамская (2), Печорская (3), Воркутинская (4), Коротайская (5), Карская (6). Зона Западного склона. 2 — синклинории: Зилаирский (7), Лемвинский (8), 3 — антиклинории: Уралтау (9), Башкирский (10), Кваркушский (11), Харбейский (12). Зона Восточного склона. 4 — синклинории: Магнитогорский (13), Тагильский (14), Войкарский (15), Щучьинский (16), Аятский (17), 5 — антиклинории: Урало-Тобольский (18). 6 — антиклинорий Пайхойско-Новоземельской складчатой области: Пайхойский (19), Вайгачский (20), Северо-Новоземельский (21). 7 — интрузии основных и ультраосновных пород. Эпипалеозойская Западно-Сибирская плита: 8 — области с герцинским фундаментом, 9 — области с каледонским фундаментом, 10 — глубинный тектонический шов. Восточно-Европейская платформа. Области с байкальским фундаментом: 11 — поднятие Тимана, 12 — внешняя зона байкалид, 13 — внутренняя зона байкалид, 14 — области с добайкальским фундаментом



фиолитовых сланцев, а также кварцитов и мраморов. По-видимому, комплекс этих отложений имеет нижнепротерозойский возраст. Мощность всех метаморфических образований превышает 4—5 км.

Выше этих толщ располагаются рифейские отложения. Особенно широко развиты они на Южном Урале, где в Башкирском антиклинорие

ри находится их типовой разрез, отложения которого в 1945 г. Н. С. Шатский выделил в самостоятельную стратиграфическую единицу — рифейскую группу, названную так по древнему наименованию Уральских гор. В послевоенные годы рифейские отложения были хорошо изучены.

В Башкирском антиклинории на породах тараташской серии с резким несогласием залегает комплекс пород, состоящий из пяти серий, общей мощностью до 15 км. Снизу вверх выделяются бурзянская, машакская, юрматинская, каратауская и ашинская серии<sup>1</sup>. Особенностью строения четырех первых серий является ритмичность. В основании разреза обычно залегают базальные конгломераты, кварцевые песчаники, кварциты. Выше располагаются алевролиты, глинистые и филлитовые сланцы, сменяющиеся в верхах разреза карбонатными породами: доломитами и известняками.

Характерным членом разреза бурзянской и юрматинской серий являются пластовые залежи сидеритовых железных руд и бурых железняков, образующих крупные промышленные месторождения. Все серии залегают друг на друге с перерывом и несогласием, что свидетельствует о существенных тектонических движениях, происходивших между этими крупными циклами осадконакопления. Венчается разрез ашинской серией, сложенной пестро- и красноцветными лагунно-континентальными образованиями — типичной молассой: конгломератами, песчанками, алевролитами, аргиллитами и доломитами. Ашинская серия местами залегает на подстилающих отложениях с перерывом, но в ряде случаев без всякого несогласия и ее мощность достигает 2 км. По поводу возраста всех этих серий долгое время велась оживленная дискуссия. В настоящее время полагают, что бурзянская, машакская, юрматинская и каратауская серии отвечают соответственно нижнему, среднему и верхнему рифею, а ашинская серия относится к венду или терминальному рифею. Отложения верхов комплекса по глаукониту датируются в 750—950 млн. лет. Породы бурзянской серии (саткинской свиты) прорываются Бердяшским массивом гранитов рапакиви, абсолютный возраст которых определяется цифрой около 1500 млн. лет.

Терригенно-карбонатные рифейские и вендские отложения широко распространены в пределах западного склона Южного, Северного и Полярного Урала. Развита они и на Восточном Урале, где обнажаются в целом ряде поднятий. Кембрийские отложения, также входящие в состав доуралид, распространены на Урале ограниченно и представлены на Южном Урале в зоне Западного склона толщей зеленосланцевых пород с кварцитами и мраморами, содержащими нижнекембрийскую фауну. После интенсивных опусканий в рифейское время уже в венде начались поднятия, усилившиеся в кембрии. Почти вся территория Урала, за исключением некоторых районов, была, по-видимому, сушей. Формирование доуралид закончилось в целом байкальской складчатостью, в результате которой возникли структуры, отличающиеся по своему плану от более поздних структур уралид. Особенно ярко различие в структурном плане этих двух комплексов можно наблюдать в пределах Северного и Полярного Урала. В результате байкальской складчатости стабилизировалась область Тимана и Печорской впадины, причленившаяся к более древней Восточно-Европейской платформе.

**Комплекс уралид.** Современный структурный план Урала, как уже отмечалось, был заложен в ордовикский период. Наиболее полное гео-

<sup>1</sup> По новым данным, машакская серия включается в состав юрматинской.

синклинальное развитие проявилось в зоне Восточного склона, с которой лучше и начать обзор геологического строения собственно уралид.

Тагильско-Магнитогорский, или Зеленокаменный, синклинорий Восточного склона Урала протягивается более чем на 2000 км, обладая шириной от первых километров до 130—140 км на Южном Урале. Эта огромная структура представляет собой в целом сложно построенный прогиб, подразделяющийся по простиранию на Магнитогорский и Тагильский синклинории, граница между которыми проходит в полосе крупнейшего поперечного поднятия Урала, где шарниры синклинориев испытывают резкое воздымание и где находятся знаменитые щелочные интрузии Ильменских гор. В пределах синклинория развит исключительно мощный, насыщенный вулканическими породами разрез палеозойских отложений, начиная с ордовикских и силурийских на юге и кончая среднекаменноугольными. Разрезы Магнитогорского и Тагильского синклинориев довольно значительно различаются.

В Магнитогорском синклинории силурийские и девонские отложения представлены мощной вулканогенно-осадочной толщей, среди которой доля вулканических пород, по данным Т. И. Фроловой, составляет около 87%. В разрезе синклинория снизу вверх развиты спилито-диабазовая, базальтовая, диабаз-альбитофирровая, базальт-андезит-дацит-липаритовая и снова базальтоидная формации. Наряду с вулканическими продуктами в резко подчиненном количестве находятся кремнистые, песчано-глинистые и карбонатные осадки. Максимальная мощность отложений Магнитогорского прогиба превышает 10 км.

Формирование этого многокилометрового вулканогенного комплекса сопровождалось внедрением гипербазитовых массивов (протрузий?), приуроченных к зонам разломов, ограничивающих Магнитогорский синклинорий с запада и востока. Важной особенностью начального геосинклинального магматизма является закономерная смена во времени недифференцированных базальтовых, спилито-диабазовых формаций контрастными вулканическими формациями, например диабаз-альбитофирровыми или базальт-липаритовыми, а также непрерывными сериями пород от базальтов до липаритов. Как правило, кислые и средние породы пространственно связаны с зонами поднятий, тогда как основные вулканогенные формации тяготеют к зонам опусканий. Начиная с верхнего девона среди отложений, выполнявших этот крупный прогиб, наряду с вулканогенными появляются толщи граувакковых песчаников, местами флишеидные, формирующиеся за счет размыва внутренних поднятий, сложенных основными эффузивами. В основании отложений среднего и верхнего девона наблюдаются несогласия, и вулканизм в позднем девоне явно идет на убыль. Происходит очень слабая перестройка структурного плана.

Каменноугольные, особенно нижнекаменноугольные, отложения также широко распространены в Магнитогорском синклинории. На западе его развиты преимущественно осадочные толщи песчано-глинистого состава с мощными верхневизейскими известняками. В восточном направлении в разрезе появляются и вулканогенные породы, как основные, так и кислые, в том числе и трахилипаритового состава. Вместе они образуют сложную и мощную (до 2—2,5 км) вулканогенно-осадочную толщу спилитов, диабазов, порфиритов, кварцевых порфиритов, разнообразных туфов, туфопесчаников, аргиллитов и других пород с прослоями известняков. Распределение мощностей отложений на площади крайне неравномерно. В грабенообразных вторичных впадинах она максимальная (первые километры), а на поднятиях не превышает пер-

вых сотен метров. Среднекаменноугольные отложения представлены мелкогалечными конгломератами, песчаниками и известняками с подчиненными покровами основных эффузивов. Мощность отложений среднего карбона может достигать 0,7—0,8 км.

Отложения верхнего карбона в Магнитогорском синклинории отсутствуют, так как на это время приходится складчатость и горообразование, но, возможно, есть пермь. Триасовые отложения выполняют ряд грабенообразных впадин, наложенных на смятые в складки палеозойские толщи. Таких впадин в Магнитогорском синклинории несколько. Мощность триасовых отложений в них достигает 0,6 км, и представлены они конгломератами, иногда валунными, и песчаниками.

В Магнитогорском синклинории намечается очень быстрая фациальная изменчивость отложений вкосте простирания прогиба, которая связана с относительно устойчивым развитием узких структурно-фациальных зон. Краевые зоны обычно характеризуются сокращенным (1—3,5 км) разрезом, широким развитием осадочных пород и гипербазитовых интрузий, многочисленными перерывами в разрезе. Внутренние зоны отличаются значительной мощностью пород (до 6—7 км), интенсивным и разнообразным по составу вулканизмом. Вместе с тем устанавливается и существенное различие в строении западного и восточного крыльев Магнитогорского синклинория, поскольку восточное крыло является по существу частью Восточно-Уральского, или Урало-Тобольского, поднятия, вовлеченного в геосинклинальное опускание в среднепалеозойское время.

Тагильский синклинорий отличается от Магнитогорского характером разреза и слагается толщей палеозойских пород от нижнеордовикских до среднекаменноугольных. Ордовикские и силурийские отложения представлены терригенно-вулканогенными породами, основными и кислыми эффузивами, кремнистыми и глинистыми сланцами, пачками известняков. Девонские отложения характеризуются незначительным развитием вулканогенных пород и представлены песчаниками, углесто-глинистыми сланцами, известняками. Нижнекаменноугольные толщи представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными породами.

В краевых зонах Магнитогорского и Тагильского синклинориев развиты пояса габбро-перидотитовых интрузий (протрузий?), часто серпентинизированных. Западный пояс, начинаясь в Южных Мугоджарах, прослеживается до Верхнего Уфалея, Ревды и далее вплоть до Полярного Урала. Гипербазитовые массивы (до 150—180 км в длину) состоят из целого спектра пород, начиная от дунитов, перидотитов и пироксенитов и кончая сениитами и плагиогранитами. Цепь этих массивов на Среднем и Приполярном Урале часто называется Платиноносным поясом. Восточный пояс гипербазитов значительно короче западного и прослеживается всего на 500—600 км.

\* Магнитогорский синклинорий и его северное продолжение в виде Тагильского и Щучинского синклинориев, которые часто объединяют в единый Зеленокаменный синклинорий, образован системой линейных складок. Однако в разных местах напряженность складчатости неодинакова. В тех местах, где развиты мощные вулканогенные толщи, складки обладают очень простым строением, часто встречаются брахиструктуры, углы наклона крыльев складок невелики. На крайнем юге, в Мугоджарах, Зеленокаменный синклинорий представлен узким грабеном, с огромным количеством продольных даек основных пород.

Урало-Тобольский, или Восточно-Уральский, антиклинорий прослеживается вдоль всего Уральского складчатого

сооружения более чем на 2000 км. Однако обнажен он только в пределах Южного и частично Среднего Урала, а севернее Тагила скрывается под покровом мезозойских и кайнозойских отложений. По геофизическим данным и буровым скважинам, Урало-Тобольский антиклинорий прослеживается и севернее вплоть до Полярного Урала, причем его ширина равняется 150—170 км.

Наиболее важной особенностью геологического строения Урало-Тобольского антиклинория является его глыбовая структура и насыщенность крупными интрузиями гранитоидов. Широким распространением, особенно вблизи интрузивных тел, пользуются и метаморфические породы вплоть до гнейсов и мигматитов, по поводу возраста которых существует разногласие. Одни исследователи считают их докембрийскими, приуроченными к ядрам антиклинальных структур, в которых и «сидят» гранитные массивы. Однако в последнее время в ряде мест в метаморфических породах обнаружена фауна нижнего и среднего палеозоя, что тем не менее не исключает докембрийский (протерозойский) или рифейский возраст метаморфических толщ в других местах.

Глыбовая структура антиклинория выражена отдельными кулисообразно расположенными поднятиями типа горстов и грабенообразными впадинами. В этих впадинах залегают практически те же отложения, что и в Магнитогорском синклинории, но только меньшей мощности. В основании разреза этих грабенов развиты кембрийские толщи. Широко распространены силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения, представленные вулканогенными, терригенными и карбонатными породами. В отдельных прогибах, расположенных по западной периферии антиклинория, мощности среднепалеозойских вулканогенных толщ приближаются к таковым в Магнитогорском синклинории. Во многих прогибах в разрезах палеозойских отложений наблюдаются местные несогласия и перерывы. Отложения ордовика, силура и девона, обладая быстро меняющейся мощностью, сложены песчано-сланцевыми, алевролит-сланцевыми, местами кремнистыми и вулканогенными породами, основными, реже средними эффузивами и их пирокластами.

Каменноугольные отложения часто залегают с несогласием на более древних породах. В отдельных местах, например в Брединском районе, в среднедевонское время имело место накопление паралической угленосной толщи мощностью до 1 км, состоящей из чередования глинистых сланцев и песчаников с 20—30 пластами угля. Залегающие выше верхневизейские и намюрские известняки достигают мощности 0,5 км. Средний карбон мощностью всего около 0,10—0,15 км представлен конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами.

Как уже отмечалось, в пределах Урало-Тобольского антиклинория широко развит гранитоидный магматизм. Крупные интрузии гранитов приурочены к антиклинальным структурам и залегают согласно с вмещающими метаморфическими породами: гнейсами, мигматитами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. Интрузивные массивы характеризуются сложной внутренней тектоникой, многофазностью формирования и, по геофизическим данным, на глубинах 5—7 км как бы «исчезают» в гранитно-метаморфическом слое земной коры, сливаясь с ним в единое целое. Возраст гранитоидных массивов, главным образом позднепалеозойский. Несколько более древним магматическим комплексом являются многочисленные, но мелкие интрузии дунит-перидотитовой и габбро-плагиогранитовой формаций, образующие обычно пояса, протягивающиеся на 200—250 км и приуроченные к зонам глубинных разломов.

Аятский, или Восточно-Уральский, синклиниорий протягивается почти вдоль всего Урала полосой около 100 км шириной, местами расширяясь до 170—180 км или сужаясь до первых десятков километров. Большая часть синклинория скрыта под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, и только в пределах Южного Урала можно наблюдать его западный борт. В остальных местах он устанавливается на основании геофизических исследований, главным образом по интенсивным полосовым магнитным аномалиям, обусловленным наличием мощных эффузивных толщ. Границы синклинория неровные, часто наблюдаются «залиты» в сторону соседнего антиклинория.

Разрез палеозойских отложений, выполняющих этот прогиб, в целом похож на разрез Магнитогорского синклинория. Силурийско-девонские отложения также представлены вулканогенно-осадочными толщами, среди которых развиты основные и кислые эффузивы и их пирокласты, образующие непрерывные и контрастные формации главным образом натрового ряда. Среди осадочных пород, с которыми переслаиваются вулканогенные, присутствуют кремнистые и глинистые сланцы, яшмы, песчаники, алевролиты, известняки. Мощность силурийских и девонских отложений достигает первых километров. В раннем и позднем девоне имели место поднятия, фиксируемые перерывами в осадконакоплении. В раннетурнейское время происходили значительные тектонические движения, в результате которых каменноугольные отложения залегают на более древних с несогласием. Нижний карбон представлен вулканогенными толщами базальтовых, андезитовых порфиритов и липаритовых порфиритов, очень похожих на вулканогенный карбон Магнитогорского синклинория. Широким развитием пользуются также угленосные отложения главным образом средневизейского возраста, достигающие километровой мощности и представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами, аргиллитами с 20—30 прослоями угля, которые разрабатываются в Алапаевском, Полтаво-Брединском и других районах. В некоторых местах, в наложенных брахиморфных синклиналях, развиты среднекаменноугольные обломочные и реже карбонатные породы.

Триасовые и отчасти нижнеюрские отложения в пределах Восточно-Уральского синклинория выполняют узкие и протяженные грабены субмеридионального простирания, секущие различные структуры, но тяготеющие в целом к палеозойским прогибам. Насчитывается около 20 таких грабенообразных впадин, наиболее глубокие из которых, например Челябинская, Буланаш-Елkinsкая и другие, выполнены отложениями мощностью до 3,5—4 км. Среди триасовых отложений выделяются две серии. Нижняя, туринская, относящаяся к нижнему и среднему отделам, представлена вулканогенными породами: базальтами, долеритами, липаритами и их пирокластами. В верхней части разреза развиты красноцветные конгломераты и песчано-глинистые породы. В прибортовых частях грабенов распространены субвулканические силлы и дайки долеритов.

Верхняя, челябинская серия, частично относящаяся и к лейасу, тяготеет к западным бортам грабенов, испытавшим наиболее сильное опускание, и представлена песчано-глинистыми, циклично построенными отложениями, содержащими мощные прослои углей. Общая мощность серии достигает 2,5 км.

Таким образом, Восточно-Уральский прогиб подвергся интенсивной складчатости и поднятию уже в среднекаменноугольное время. С движениями конца раннего карбона были связаны внедрения ультраоснов-

ных, а также габброидных интрузий и их кислых дифференциатов, приуроченных к зонам разломов общеуральского простирания.

Зона Западного склона Урала в целом несколько приподнята по отношению к зоне Восточного склона, что выражается в широком развитии, в ее пределах доордовикских отложений. Пограничной структурой на крайнем востоке этой зоны служит узкий Уралтауский антиклинорий, обрезанный Главным Уральским глубинным разломом на своем восточном крыле и сложенный рифейскими, воз-

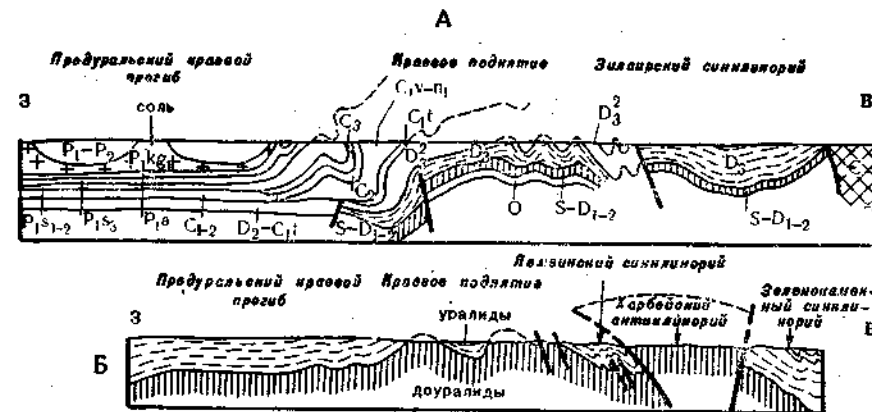


Рис. 52. Геологические профили через зону Западного склона Южного Урала, по Б. М. Келлеру (А) и через северную часть Полярного Урала, по А. С. Перфильеву (Б)

можно, кембрийскими отложениями. Этот разлом, по-видимому, играл роль важнейшего тектонического шва в геологической истории Урала, разделяя амагматичные западные, внешние зоны и зоны с мощным магматизмом на востоке. Местами этот разлом представляет собой полосу до 10—15 км шириной, с резко выраженными следами дислокационного и регионального метаморфизма, с массивами гипербазитов и гранитоидов. Часто наблюдаются системы кулисообразно подставляющих друг друга разломов, сливающихся в некоторых местах в очень узкую, буквально до первых сотен метров зону единого крупного разлома.

Рифейские отложения Уралтауского антиклинория, подразделяемые на ряд местных серий и свит, сопоставляют с рифеем Башкирского антиклинория, хотя они значительно сильнее метаморфизованы. Уралтауский антиклинорий и его аналог на севере — Харбейский, также сложенный рифейскими породами, образованы серией сжатых, но местами довольно простых складок, опрокинутых к западу. В некоторых районах западное крыло антиклинория надвинуто на прилегающие к нему с запада синклинории, сложенные палеозойскими породами (рис. 52, Б). В тех случаях, когда эти синклинории, расположенные прерывисто, вырождаются, рифейские толщи Уралтауского антиклинория смыкаются с такими же по возрасту отложениями краевых поднятий, например Башкирского антиклинория, описанного выше.

Какой же характер носят геосинклинальные образования зоны Западного склона Урала, выполняющие Зилаирский, Лемвинский и другие прогибы? Отложения ордовика характеризуются несколькими типами разрезов. В восточных бортах этих прогибов отложения ордо-

вика представлены довольно мощными вулканогенными, туфогенными и осадочными толщами — различными кварцитами, глинистыми и известковистыми, серицито-хлорито-кварцевыми, кремнистыми и глинистыми сланцами, основными эффузивами и их туфами. Мощность отложений ордовика превышает 2 км. По направлению к западу из разреза начинают исчезать вулканогенные толщи и подавляющим распространением пользуются разнообразные осадочные породы (известняки, доломиты, глинистые сланцы) значительно меньшей мощности, всего лишь в сотни метров. В отдельных местах морские осадки ордовика в западном направлении в сторону платформы замещаются лагунными.

Отложения силурийской системы в пределах зоны Западного склона Урала представлены преимущественно карбонатными и реже терригенно-карбонатными толщами. Шире всего силурийские отложения развиты в районе Уфимского амфитеатра и в Вишерском районе. Для силурийских отложений, как и для ордовикских, характерно изменение разреза с востока на запад от типичных морских до прибрежно-морских отложений. В восточных районах силурийские отложения слагаются доломитами, доломитизированными известняками, часто серыми или темно-серыми, слоистыми известняками общей мощностью 1—1,3 км. В западном направлении карбонатные толщи замещаются песчано-карбонатными маломощными отложениями с часто встречающимися пачками аркозовых песчаников, например на западе Уфимского амфитеатра.

Девонские отложения широко распространены в зоне Западного склона Урала, где они повсеместно довольно тесно связаны с силуром. Только в ряде районов, например на Южном Урале, средний девон с резким несогласием залегает на более древних породах. Девон, как и силур, в основном слагается осадочными отложениями, среди которых выделяются все три отдела системы. Нижнедевонские отложения чаще всего представлены известняками, а также песчано-глинистыми, песчано-туфогенными породами. В известняках содержится богатая фауна брахиопод. Максимальная мощность нижнего девона достигает 0,7—0,8 км. Шире распространены отложения среднего девона, представленные как терригенными, так и карбонатными породами. Большим своеобразием отличаются девонские отложения в Зилаирском синклинории, где они начинаются со среднего отдела и слагаются разнообразными песчаниками, конгломератами, а также средними и основными эффузивами и их туфами. Верхний девон и низы нижнего карбона (турнейский ярус) представлены в этих местах флишоидной формацией (более 1,3 км), так называемой зилаирской свитой, состоящей из чередующихся прослоев песчаников и глинистых сланцев с линзовидными пластами известняков (см. рис. 52, А).

Широким распространением в зоне Западного склона пользуются каменноугольные отложения, достигающие большой мощности, до 2 км и более. Карбон во многих местах лежит согласно на девоне и только в некоторых районах наблюдается размыв и выпадение из разреза турнейских отложений. Общей особенностью распространения каменноугольных отложений является присутствие на западе преимущественно карбонатных пород — разнообразных известняков и доломитов, которые к востоку замещаются песчано-глинистыми, иногда кремнистыми осадками и известняковыми брекчиями. Но все же известняки преобладают в разрезе. В ранневизейское время происходило накопление угленосных песчано-глинистых отложений мощностью в первые сотни метров. Местами угли разрабатываются, например в Кизеловском районе. Уместно вспомнить, что угленосные толщи формировались в это время на

огромных пространствах Восточно-Европейской платформы, начиная от западного крыла Московской синеклизы и до Западного склона Урала. В Зилаирском синклинории каменноугольные отложения представлены флишоидными терригенными породами до 1 км мощностью, часто с линзовидными прослоями конгломератов в среднем и верхнем карбоне, свидетельствующими о начале поднятий на территории Урала. Пермские отложения присутствуют только в самых западных районах зоны

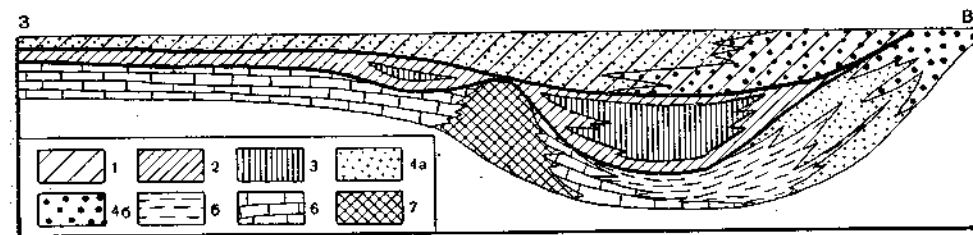


Рис. 53. Схема соотношений фаций в Предуральском краевом прогибе (по В. Д. Навликину):

Верхняя пермь: 1 — континентальные красноцветные отложения. Нижняя пермь: 2 — лагунные гипсоносные отложения; 3 — соль; 4 — песчаники (а) и конгломераты (б); 5 — глины; 6 — известняки; 7 — рифовые массивы

Западного склона, где они выполняют Предуральский краевой прогиб, который будет рассмотрен ниже (рис. 53).

Таким образом, палеозойские отложения зоны Западного склона Урала резко отличаются от одновозрастных толщ зоны Восточного склона почти полным отсутствием вулканических и интрузивных пород. Также следует подчеркнуть и фациальные изменения в палеозойских отложениях в зоне Западного склона, когда с востока на запад характер палеозойских толщ приобретает все более значительное сходство с палеозойскими отложениями восточных окраин Русской плиты. Возможно, что последние частично вошли в состав краевых поднятий Западного склона и были охвачены герцинской складчатостью.

Тектоническая структура зоны Западного склона Урала весьма сложна и в настоящее время является предметом оживленной дискуссии. Согласно взглядам А. Д. Архангельского, А. А. Богданова, А. Н. Заварицкого, Б. М. Келлера и многих других, высказанным в 30—50-е годы, структура зоны Западного склона Урала представляет собой систему сложных антиклинорий и синклинорий, образованных, как правило, линейными складками, часто весьма сжатыми и нередко опрокинутыми к западу, и осложненных взбросами и надвигами. Идея о широком развитии в этих районах покровов, выдвинутая еще в конце 20-х годов, была в целом подвергнута критике и отвергнута.

В конце 60-х годов представление о крупных покровных перемещениях на Западном склоне Урала вновь возродилось благодаря исследованиям А. В. Пейве, С. В. Руженцева, А. С. Перфильева, М. А. Камалетдинова, В. А. Романова и других. Предполагается, что некоторые структуры, например Сакмарская зона, представляют собой гигантские аллохтонные пластины, перемещенные с востока на десятки километров. Корни этих покровов, возможно, лежат в зоне Восточного склона Урала, а сами покровы «перехлестывали» через зону Уралтау. Формирование покровов происходило в несколько этапов: в среднем

и позднем девоне и в среднем карбоне. Существенную роль при такой интерпретации тектоники играют породы офиолитовой ассоциации, в том числе гипербазиты и габброиды, столь широко распространенные на Урале.

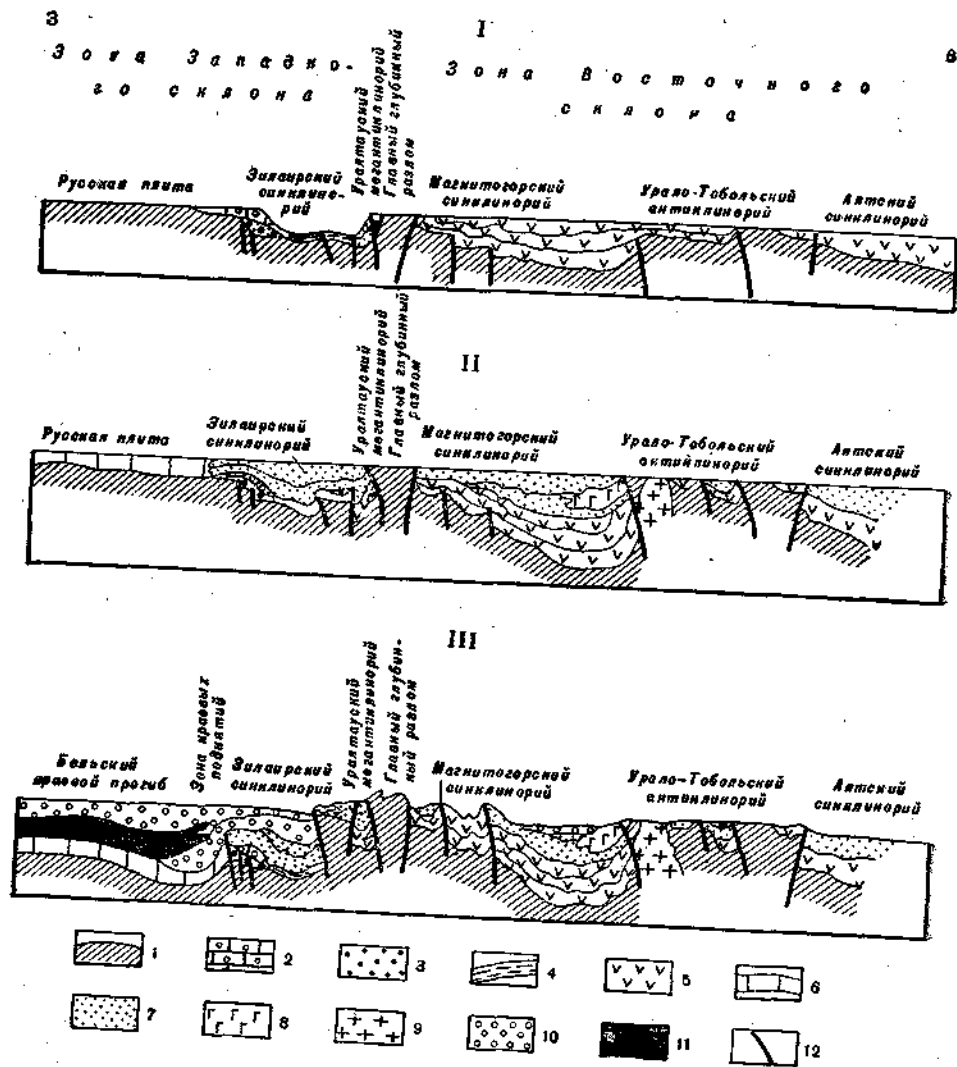


Рис. 54. Принципиальная схема развития основных структурных элементов уралид на примере Южного Урала (по Н. П. Хераскову и др.): I — во время формирования нижнего структурного этажа (ордовик—девон); II — во время формирования среднего структурного этажа (средний—верхний девон—нижний карбон); III — во время формирования верхнего структурного этажа (средний карбон — нижний триас); 1 — доордовикские отложения (доуралиды) и докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 — отложения нижнего структурного этажа (O—D<sub>2-3</sub>); 3 — карбонатные отложения; 4 — песчанниковые отложения; 5 — глинистые сланцы; 6 — вулканогенные отложения; 7 — отложения среднего структурного этажа (O—D<sub>2-3</sub>—C<sub>1</sub>); 8 — девон-каменноугольные отложения Русской плиты; 9 — осадочные отложения; 10 — вулканогенные отложения; 11 — граниты; 12 — отложения верхнего структурного этажа (C<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>); 10 — молассовые отложения; 11 — соленосно-гипсоносные отложения; 12 — крупные разломы

Сторонники покровного строения доказывают отсутствие интрузивных контактов в гипербазитовых массивах и считают их взаимоотношение с вмещающими толщами тектоническим. Предполагается, что все породы офиолитового комплекса представляют собой остатки земной коры океанического типа, т. е. фундамента палеозойской геосинклинали Урала, выжатых на поверхность в результате сильнейшего сжатия и перемещенных к западу на большое расстояние вместе с комплексом вышележащих пород. В ряде случаев присутствие покровов выглядит убедительно и подтверждается данными бурения и геофизики.

Но существуют и другие воззрения, согласно которым гипербазиты находятся в интрузивном залегании, гигантские покровы отсутствуют, а заложение Уральской геосинклинали происходило не на океанической коре, а на континентальной. В настоящее время ревизия традиционной трактовки тектонического строения зоны Западного склона Урала не может считаться законченной, так как многие вопросы требуют дальнейшего рассмотрения. Принципиальная схема развития Урала изображена на рис. 54.

### ПАЙХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Севернее Полярного Урала, прилекаясь к нему почти под прямым углом, располагаются невысокие (около 500 м) горные цепи Пай-Хоя. Геологическое продолжение этого складчатого сооружения прослеживается на островах Вайгач и Новая Земля. Несмотря на то что кажется естественным продолжить к северу от Полярного Урала основные его продольные зоны, подобная попытка оканчивается неудачей, так как начиная с Пай-Хоя и севернее геологическое развитие указанных районов отличается от такового на Урале, хотя вместе с тем есть и некоторые черты сходства. Пожалуй, наиболее важная особенность Пайхойско-Новоземельской складчатой системы заключается в отсутствии ярко выраженных продольных зон.

В этой складчатой области широко развиты палеозойские отложения. Кембрий, представленный километровой толщей терригенных пород, известен на Новой Земле, Пай-Хое и Вайгаче. Гораздо шире распространен ордовик, который залегает на кембрийских отложениях с резким угловым несогласием. На Пай-Хое почти полный разрез ордовика слагается карбонатно-терригенной толщей мощностью до 1 км. На Вайгаче низы ордовикской системы представлены известняками, чередующимися с основными эффузивами и песчаниками. Выше залегают преимущественно известняки, глинистые сланцы, доломиты. Мощность ордовикских отложений превышает 4 км. На Новой Земле разрез ордовика литологически очень похож на разрез Вайгача, но мощность несколько меньше (2,5—3 км). Таким образом, везде ордовикские отложения слагаются мощными карбонатно-терригенными толщами пород с незначительным количеством основных вулканогенных образований.

Силурийские отложения также повсеместно распространены в Пайхойско-Новоземельской складчатой области и представлены в северных районах преимущественно глинистыми сланцами, реже песчаниками, гравелитами, конгломератами и в меньшей степени известняками. На севере Новой Земли развиты мощные грубообломочные толщи, накопившиеся за счет привноса материала с запада. В южном направлении их становится все больше. Мощность силура на Новой Земле и Вайгаче достигает 3 км. На Пай-Хое силур резко уменьшается в мощности до первых сотен метров и эта маломощная толща слагается

главным образом известняками и реже — темными глинистыми сланцами.

Девонские отложения характеризуются значительно более сложным планом распространения. На Пай-Хое нижнедевонские — эйфельские, а местами и живетские отложения представлены толщей полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями известняков (0,8 км). Верхний девон слагается либо известняками, либо кремнисто-глинистыми сланцами с яшмами. На юге Новой Земли и на Вайгаче нижнедевонские отложения слагаются известняками. В среднем девоне начинают появляться глинистые сланцы, а в верхнем — песчано-глинистые породы и основные эффузивы. Мощность девона резко меняется от первых сотен метров на Вайгаче до 2,5—3 км на Новой Земле.

На большей части Новой Земли девонские отложения представлены другим типом разреза. Нижний и средний девон — это терригенно-карбонатные толщи мощностью до 1—1,5 км, причем в конце среднего девона устанавливается перерыв в осадконакоплении. На севере Новой Земли с ним связывают выпадение из разреза всего среднего девона. Верхний девон, с несогласием залегающий на среднем или нижнем девоне, представлен мощной (до 1,5 км) толщей полимиктовых песчаников и основных эффузивов, туфов и туфобрекчий, вверху разреза сменяющихся известняками.

Выделение в пределах Новой Земли западного и восточного типов разреза, начиная с франского века, обусловлено, по-видимому, существованием зоны крупного разлома, к которому приурочены как базальты верхнего девона, так и гранитоидные интрузии. На востоке архипелага верхний девон, карбон и пермь слагаются исключительно терригенными породами, а на западе до позднего карбона включительно происходило накопление карбонатных отложений относительно небольшой мощности. Нижняя пермь с конгломератами в основании с размывом ложится на карбон и представлена в низах разреза пачкой глинистых и кремнистых сланцев, а выше — мощной (до 2 км) толщей песчано-сланцевых отложений. На западе Новой Земли хорошо фиксируется предпермский размыв, а в восточной части Новой Земли размыв отмечается в основании среднего карбона. В пределах этой области находятся три крупных антиклинория: Пайхойский, Вайгачский и Новоземельский и меньшие по размерам синклиории.

Таким образом, в Пайхойско-Новоземельской складчатой области по существу отсутствует зональность уральского типа. На своеобразии этой области сказывалось влияние очень близко подходившей к Новой Земле восточной части Грампианской каледонской геосинклинали, после замыкания которой в позднем силуре и раннем девоне Пайхойско-Новоземельская область приобретает черты сходства с зоной Западного склона Урала. Однако существует и другое предположение, заключающееся в том, что Грампианская геосинклиналь поворачивает на север, на Шпицберген и между ней и Новой Землей располагается древняя платформа, так называемая «Баренция».

### ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Вдоль Западного склона Урала располагается Предуральский краевой прогиб, который на всем протяжении Уральской складчатой области отделяет ее от Восточно-Европейской платформы. Краевой прогиб в центральной своей части заложился в среднем карбоне и в основном закончил развитие в поздней перми, которое в некоторых районах

затянулось до раннего триаса включительно. Предуральский краевой прогиб состоит из нескольких впадин, разделенных относительными поднятиями, часто горстообразными (Каратау, Полуодов кряж). С юга на север вдоль западного края Урала прослеживаются следующие впадины (см. рис. 51): Бельская, Уфимско-Соликамская (Печорская), Воркутинская, а вдоль юго-западного края Пай-Хоя — Коротайхская. Подобные же впадины намечаются вдоль западных побережий — островов Вайгач и Новая Земля.

Некоторые исследователи, например Н. П. Херасков, полагают, что две последние впадины краевого прогиба, так же как и южную часть Бельской ячей, следует относить к категории периклинальных прогибов, так как они последовательно перекрывают все более древние отложения внутренних зон Урала, а на севере отложения Коротайхской и Воркутинской ячей первоначально смыкались с отложениями Байдарачской впадины, расположенной на северо-восточном склоне Пай-Хоя. Именно периклинальные прогибы характеризуются наибольшей амплитудой погружения.

Предуральский краевой прогиб обладает асимметричным строением. Его внутренняя часть прогнута наиболее глубоко, а внешняя — значительно меньше. В ходе своего развития прогиб непрерывно мигрировал к западу, в сторону Русской плиты, как бы «накатываясь» на нее. Несмотря на то что Предуральский краевой прогиб представляет собой единую структуру, история геологического развития и характер разреза отложений различаются в разных его ячеях. Наиболее глубоко (более 9 км) опущены южные районы Бельской впадины. В северном направлении мощность отложений, выполняющих прогиб, уменьшается до 5—6 км, а в Уфимско-Соликамской впадине она не превышает 3 км. В Воркутинской впадине снова намечается увеличение мощности до 7—8 км. Как уже отмечалось, краевой прогиб в отдельных местах заложился в среднем карбоне (а в других в ранней перми), отложения которого, как и верхнего карбона, представлены молассами — терригенно-карбонатными породами, часто с прослоями конгломератов, мощностью более 1 км. Во внутренней зоне Уфимско-Соликамской впадины среднекаменноугольные отложения местами обладают флишеидным характером. По-видимому, существует тесная связь между флишевыми и флишеидными отложениями краевых синклиорий зоны Западного склона Урала и наиболее древними морскими молассами краевого прогиба. Некоторые геологи, например Ю. М. Пушаровский, средне-верхнекаменноугольные флишеидные толщи еще не относят к отложениям краевого прогиба.

В позднем карбоне в Уральской складчатой области начался усиленный рост гор, и зарождающийся краевой прогиб смещается к западу. В это время на юго-востоке Уфимско-Соликамской впадины накапливались галечники и песчано-глинистые отложения мощностью в сотни метров. В позднекаменноугольное время образовались небольшие рифовые массивы вдоль западного края Предуральского краевого прогиба, где они вытягивались прерывистой цепочкой, фиксируя собой флексурный перегиб в месте сочленения прогиба и плиты. На этих рифах, развитых в Колво-Вишерском районе и по р. Чусовой, впоследствии выросли огромные нижнепермские рифовые массивы.

С начала раннепермского времени краевой прогиб еще больше расширяется к западу. Отложения ассельского и сакмарского ярусов в восточной части прогиба представлены флишеидными терригенными породами: песчаниками и алевролитами, конгломератами, глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков. Наблюдается определен-

ная ритмичность в строении этих толщ, когда в основании ритма располагаются более грубые осадки. Мощность отложений достигает 0,6—0,7 км.

В западных районах Предуральяского краевого прогиба в ассельский и сакмарский века формировались крупные рифовые массивы, сложенные гидроактиноидными и криноидно-фузулиновыми известняками. Размеры рифов часто составляли несколько километров в длину, а их мощность достигала сотен метров. Межрифовые отложения сравнительно маломощны и слагаются карбонатно-глинистыми породами. Западнее полосы рифов ассельские и сакмарские отложения представлены исключительно органогенными слоистыми известняками с минимальной примесью глин. Часто наблюдаются небольшие линзы рифовых известняков и кремней, а местами — ангидритов и гипсов. Мощность редко превышает 250 м.

Отложения артинского яруса на востоке прогиба представлены терригенными породами с широким развитием конгломератов мощностью около 1 км. На западе в это время продолжали формироваться рифовые массивы с маломощными межрифовыми глинами и мергелями. Мощность отдельных рифов превышала 0,5 км, и, таким образом, вместе с более древними рифовыми постройками, которые они часто наследовали, пермские рифы достигали мощности 1,2—1,5 км в своей центральной части. На запад от рифов, в восточной части Русской плиты, артинский ярус сложен разнообразными известняками, ангидритами, доломитами мощностью всего в первые десятки метров (см. рис. 53).

В осевой зоне краевого прогиба, например в Бельской ячее, в сакмарский и артинский века в условиях некомпенсированного погружения накапливались небольшие по мощности глубоководные глинисто-известковистые, иногда окремненные породы. Некомпенсированное погружение объясняется тем, что сносившийся с востока обломочный материал в это время еще не достигал центральной части уже образовавшейся впадины.

Отложения кунгурского яруса в Предуральском краевом прогибе в разных местах обладают различными типами разрезов. Их главная особенность состоит в том, что морские отложения к востоку постепенно начинают сменяться лагунными, а затем и континентальными. В пределах восточного борта краевого прогиба кунгурские отложения представлены полимиктовыми песчаниками, аргиллитами с линзами конгломератов, гипсов и ангидритов. Местами встречаются пачки известняков. Мощность терригенных осадков кунгурского яруса достигает почти 1 км. В Соликамской и Бельской впадинах терригенные кунгурские отложения по направлению к осевой части прогиба замещаются мощной (до 1 км) соленосной толщей.

В ее основании и в кровле располагаются глинисто-мергельные отложения с ангидритами. Сама соленосная толща слагается сильвинитом, карналлитом и галлитом. В краевых зонах прогиба соль выклинивается и замещается глинисто-мергельно-ангидритовыми породами. По направлению к западу, но еще в пределах краевого прогиба, появляются доломиты и ангидриты мощностью до 0,4 км. На восточном краю Русской плиты кунгурский ярус слагается чередующимися гипсами, ангидритами и доломитами, мощность которых не превышает 0,2 км.

Верхняя пермь в Предуральском краевом прогибе представлена в основном континентальными отложениями. В основании разреза выделяется уфимская свита, которая слагается очень характерными терри-

генно-карбонатно-сульфатными отложениями — чередующимися прослоями песчаников, мергелей, доломитов, глин, гипсов и ангидритов общей мощностью до 0,5 км. Отложения вышележащего казанского яруса резко отличаются от уфимских отложений отсутствием сульфатных пород и представлены конгломератами, песчаниками, в том числе медистыми алевролитами с прослоями глин и известняков. Грубообломочные породы развиты в основном в восточной части краевого прогиба. К западу конгломераты из разреза исчезают. Мощность отложений казанского яруса достигает первых сотен метров.

Татарский ярус слагается мощной (до 0,5 км) толщей красноцветных и пестроцветных разнозернистых песчаников и конгломератов, которые чаще всего образуют линзы в песчаниках. Так же как и в казанских отложениях, на востоке преобладают наиболее грубые разности, а к западу появляются прослои и пачки карбонатных пород.

Описанный разрез свойствен центральному отрезку Предуральского краевого прогиба. К югу и к северу по простиранию прогиба характер отложений меняется. На юге наблюдается увеличение мощности перми до 6—7 км и особенно соленосной кунгурской толщи в окрестностях Оренбурга мощностью более 2 км. В северных впадинах краевого прогиба нижняя и верхняя пермь представлены песчано-глинистыми морскими отложениями с пачками конгломератов в низах разреза, а в верхах — прибрежно-морскими и континентальными. В Воркутинской впадине развита мощная угленосная толща (до 1,8 км) кунгурского яруса и, возможно, низов верхней перми. Верхнепермская угленосная песчано-глинистая толща (до 3 км) распространена еще севернее, в Коротайской впадине краевого прогиба. Наличие угленосных отложений на севере объясняется изменением климатических условий.

Пермские отложения на Новой Земле распространены в ее западной части и слагаются однообразной нижнепермской песчано-сланцевой толщей мощностью до 2 км. Верхняя пермь представлена в отдельных местах песчаниками и алевролитами (первые сотни метров). В самых северных и самых южных районах Предуральского краевого прогиба развитие затянулось вплоть до раннего триаса. Отложения этого возраста в районе Актюбинска слагают верхнюю часть красноцветной обломочной толщи.

Таким образом, Предуральский краевой прогиб выполнен мощной толщей в основном пермских отложений, среди которых распространены морские (в низах) и континентальные (в верхах) отложения. В нижней перми развита соленосная толща, к северу замещающаяся угленосной. В пределах всего прогиба в его восточной половине по сравнению с западной преобладают более грубые породы. Прогиб резко асимметричен, причем отложения восточной (внутренней) части прогиба смяты в узкие складки линейного типа, часто опрокинутые на запад. В этом же направлении складчатость быстро затухает, и только западный край прогиба фиксируется серией флексур. В тех впадинах, где развита кунгурская соленосная толща, широко проявляются диапировые складки и соляные купола.

#### Полезные ископаемые

Уральские горы являются важнейшей горнопромышленной базой СССР. Именно здесь еще в XVIII в. возникла русская металлургия. Большая часть полезных ископаемых Урала магматогенного происхож-



дения и месторождения их приурочены к зоне Восточного склона, насыщенной эффузивами и интрузивами. Важное значение имеют месторождения каустобиолитов и солей, приуроченные к Предуральскому краевому прогибу. Другие месторождения полезных ископаемых экзогенного генезиса имеются и в зоне Западного склона.

**Железо.** На Урале сосредоточено больше сотни разнообразных железорудных месторождений. С мощной толщей рифейских отложений Башкирского антиклинория связаны известные Бакальское, Зигазино-Комаровское, Авзянское, Инзерское и другие месторождения, представляющие залежами сидеритовых, магнетитовых руд и бурых железняков. Знаменитые скарные месторождения гор Магнитной, Высокой и Богдаты приурочены к контактовым зонам интрузий сиенитов, диоритов и гранодиоритов, прорывающих известняки нижнего карбона. На Южном Урале распространены природно-легированные железные руды, содержащие примеси хрома и никеля и образовавшиеся в коре выветривания ультраосновных массивов. На Среднем Урале в габбро-перидотитовых интрузиях находятся многочисленные месторождения титаномагнетитовых руд, в которых в большом количестве содержится железо, например Качканарская группа месторождений, Первоуральское, Кусинское и другие. В Алапаевском районе Среднего Урала имеются месторождения железа инфильтрационного типа, представленные залежами сферосидеритов в глинистых и карбонатных породах карбона. Все эти железорудные месторождения составляют основу черной металлургии Урала.

Крупнейшие магматогенные и экзогенные месторождения хрома, никеля, кобальта, платины, асбеста, талька, алмазов связаны с поясами ультраосновных пород — интрузий (протрузий) дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций.

**Хром.** В зоне Восточного склона Урала протягивается крупнейший пояс хромитовых месторождений, приуроченный к цепочке интрузивных массивов ультраосновного состава. Хромитовые руды в виде пластчатых тел находятся в дунитах, перидотитах, пироксенитах и других породах. Известны крупнейшие месторождения хромитовых руд в Кемпирсайском и Сарановском районах.

**Платина.** Месторождения платины, осмия и иридия связаны с хромитовыми рудами в ультраосновных интрузиях. Добыча производится главным образом в россыпных месторождениях.

**Никель и кобальт.** Крупные месторождения силикатных никель-кобальтовых руд связаны с продуктами выветривания ультраосновных пород и находятся преимущественно на Южном Урале (Актюбинские, Орско-Халиловские), но встречаются также и на Среднем Урале (Уфалейская группа).

**Асбест и тальк.** Месторождения этих полезных ископаемых связаны с гидротермальной переработкой серпентинизированных массивов гипербазитов и представлены линзами и жильными телами разной формы. Крупнейшие залежи асбеста имеются на Баженовском и Алапаевском месторождениях, а талька — в Шабровском.

**Россыпи алмазов** на Урале генетически также связаны с гипербазитовыми интрузиями.

**Медь.** На Южном и Среднем Урале располагаются сотни месторождений меди, образующие меденосный пояс длиной почти в 1000 км. Большая часть месторождений представлена медноколчеданными рудами, связанными с контрастной базальт-диоритовой и андезитовой эффузивными формациями девонского возраста. Медноколчеданные —

золото-полиметаллические месторождения восточной части Магнитогорского синклинория имеют более широкий возрастной диапазон вплоть до позднего палеозоя. Кроме меди из колчеданных руд извлекают цинк, серебро, золото, кадмий, мышьяк, кобальт, висмут и другие полезные ископаемые. К наиболее известным относятся Блявинское, Учалинское, Сибайское, Карабашское и другие месторождения.

**Золото.** Месторождения золота разрабатываются на Урале еще с XVIII в. Они приурочены к кварцевым жилам в гранитоидных интрузиях палеозойского возраста. Кроме коренных месторождений широко разрабатываются и россыпные. К наиболее известным золоторудным месторождениям относятся Березовское, Кочкарское и другие.

Кроме уже упоминавшихся месторождений полезных ископаемых экзогенного происхождения на Урале широко распространены месторождения бокситов, марганца, магнезита, барита, огнеупорных глин, калийных и каменных солей, каменных и бурых углей.

**Алюминий.** Бокситовые пластовые залежи сосредоточены в зоне Восточного склона Северного Урала и связаны с ниже- и среднедевонскими карбонатными породами. Наибольшей известностью пользуется группа месторождений «Красная Шапочка». В других местах находятся более крупные месторождения бокситов, приуроченные к палеозойским и мезозойским отложениям.

**Марганец.** Осадочные морские месторождения пластовых пиролит-псиломелановых руд палеогенового возраста находятся на Северном Урале, на восточном его склоне (Полуночное). Меньшую роль играют месторождения марганца в девонских и нижнекаменноугольных отложениях Среднего и Южного Урала.

**Уголь.** Залежи каменных и бурых углей распространены по всему Уралу и приурочены к палеозойским, мезозойским и кайнозойским отложениям. В Кизеловском районе, расположенном на западном склоне Северного Урала, в нижнекаменноугольных отложениях известно несколько мощных пластов каменного угля, добывающегося здесь с XVIII в. На восточном склоне Урала в таких же по возрасту отложениях находятся Полтаво-Брединское и Егоршинское месторождения антрацитов. С триасовыми и частично с юрскими отложениями связаны крупные месторождения Челябинского бассейна, в котором мощность угленосных отложений превышает 2 км, а сами они залегают в грабенообразных впадинах. Южно-Уральский буроугольный бассейн находится в пределах Оренбургской области, и мощные пласты угля приурочены к палеогеновым отложениям. В Предуральском краевом прогибе находится крупный Воркутинский угольный бассейн пермского возраста.

**Соль.** В Предуральском краевом прогибе находится крупное месторождение калийных, а также магниевых солей (Соликамское), приуроченное к отложениям кунгурского яруса нижней перми. В Оренбургском Приуралье с этими же отложениями связаны месторождения каменной соли.

**Нефть.** Месторождения нефти и газа связаны с нижнепермскими рифовыми массивами, расположенными на границе платформы и краевого прогиба.

**Магнезит.** Крупные залежи пластовых магнезитов известны в доломитах рифейского возраста в Башкирском антиклинории (Саткинское, Катав-Ивановское месторождения).

Большое значение имеют знаменитые Уральские месторождения строительного камня и самоцветов.

## Геофизическая характеристика и глубинное строение

Складчатые сооружения Урала характеризуются хорошо выраженной меридиональной зональностью аномальных магнитного и гравитационного полей, отражающей геологическое строение этого региона.

В гравитационном поле Предуральскому краевому прогибу и Западному склону Урала отвечает региональный минимум силы тяжести с небольшими вертикальными градиентами. Тагильско-Магнитогорскому синклинорию свойственна исключительно четко выраженная линейная положительная аномальная зона длиной более 2500 км при ширине около 100—150 км. Урало-Тобольскому антиклинорию в целом отвечает зона гравитационных минимумов, восточнее сменяющаяся полосой отчетливых максимумов в Аятском, или Восточно-Уральском, синклинории.

В пределах Среднего Урала линейные зоны отрицательных гравитационных аномалий становятся прерывистыми, «четковидными» и как бы «подавляются» гравитационными максимумами. Узкие полосовидные гравитационные максимумы Урала хорошо коррелируются с прогибами (синклинориями) и поднятиями (антиклинориями). Характер и форма гравитационных аномалий, так же как и их интенсивность, обусловлены на Урале преимущественно петрографическим составом пород. Так, максимумами силы тяжести характеризуются районы развития основных эффузивов, ультраосновных и основных интрузий. Минимумам силы тяжести отвечают толщи осадочных пород, выполняющих прогибы, и крупные массивы гранитных интрузий. Зоны резких гравитационных ступеней или узких положительных аномалий, как правило, являются геофизическим выражением протяженных глубинных разломов.

Магнитное поле Урала отличается весьма сложным рисунком, хотя в целом и наблюдается некоторое соответствие с гравитационным полем. Для магнитного поля Урала характерны очень резкие вертикальные градиенты и широкое развитие строго локальных, почти точечных, знакопеременных аномалий. На значительной площади Урала распространены отрицательные магнитные поля (до —400 гамм), причем в прогибах, выполненных основными эффузивами, например Тагильско-Магнитогорском, в силу зеленокаменного перерождения вулканических пород магнитные аномалии обладают слабопеременным, но в целом пониженным характером. На этом фоне резкие максимумы фиксируются над интрузивными массивами гипербазитов и габброидов (до +5000 гамм). Особенно больших значений (до +12 000 гамм и более) они достигают над интрузивами с повышенной примесью титаномагнетита. Кислые и щелочные интрузии, как правило, обладают пониженным магнитным полем, а кислые дифференциаты габбровой формации (гранодиориты и диориты) характеризуются слабоположительными аномалиями. Резко положительными линейными аномалиями фиксируются вулканогенные породы триасового возраста, залегающие в грабенях. Следует подчеркнуть, что аномальное магнитное поле Урала создается за счет особенностей геологического строения самых верхних горизонтов разреза (до 5—6 км), тогда как гравитационное поле обуславливается более глубокими частями разреза, но, по-видимому, не превышающими глубин в 10—16 км.

Зона Восточного склона Урала отличается резко дифференцированными магнитным и гравитационным аномальными полями, а зона Западного склона — значительно более сглаженными. Последнее обстоятельство связано с отсутствием вулканических образований в зоне Западного склона.

Очень важной особенностью, выясненной в последние годы, является продолжение аномальных полей, типичных для восточных окраин Русской плиты и характеризующихся широтными простираниями далеко на восток, практически до Главного Уральского разлома, ограничивающего с востока зону Уралтау.

Особенно хорошо прослеживаются широтные магнитные аномалии, например зоны максимумов Уфимского плато. Эти аномалии отражают вещественный состав карельских складчатых образований, слагающих фундамент Русской плиты в этом районе. Четкая широтная ориентировка аномальных полей на западе по мере движения к востоку начинает приобретать местами уже субмеридиональные простирания. Все это может указывать на то, что под внешней зоной Урала, сложенной главным образом, осадочными породами, располагается глубоко погруженный платформенный фундамент, свойственный Русской плите. Складчатые палеозойские сооружения зоны Западного склона частично надвинуты на платформу.

Глубинное строение. Расшифровать строение глубоких частей земной коры под Уралом, используя гравитационное поле, оказывается чрезвычайно трудным делом. К сожалению, данных ГСЗ еще очень мало (три профиля) и этими исследованиями были охвачены только Южный и частично Средний Урал. Для ряда районов имеются сейсмологические данные, полученные при взрывах в карьерах и шахтах. Сейсмические материалы допускают различную их геологическую интерпретацию, что заставляет относиться к геологическим выводам с большой осторожностью. В целом для Урала характерна несколько повышенная мощность земной коры (от 42—47 до 52 км) по сравнению с восточными районами Русской плиты (35—42 км) (рис. 55). Следовательно, прогиб поверхности М под Уралом или «корни гор» крайне незначительны, если сравнивать их с «корнями» молодых, например альпийских, складчатых сооружений. Земная кора на Урале отличается хорошо выраженной слоистостью, которая также фиксируется и в верхней мантии. Границы этих «слоев» обычно располагаются горизонтально или почти горизонтально. Однако эта субгоризонтальная расслоенность часто нарушается зонами глубинных разломов, уходящих ниже границы М, что придает земной коре также и блоковый характер. Вдоль простирания различных структурных зон Урала намечается своеобразная ундуляция поверхности М. Как показал недавно И. С. Огарин, на Урале хорошо устанавливаются по геофизическим данным зоны поперечных нарушений, по-видимому глубинных разломов, ограничивавших участки Уральской геосинклинали, в которых ныне наблюдается различная полнота разреза герцинского комплекса.

Под Тагильско-Магнитогорским синклинорием намечается подъем поверхности базальтового слоя и слабое прогибание поверхности М. Таким образом, базальтовый слой испытывает здесь некоторый «раздув». Именно к этой структуре приурочены максимальные мощности земной коры на Урале (47—52 км), которая в меридиональной зоне Тагильско-Магнитогорского синклинория характеризуется в целом повышенной плотностью, по-видимому, за счет насыщенности ультраосновными и основными породами. По геофизическим данным, мощность вулканогенных пород в этом прогибе достигает 10—12 км. К этой же структуре приурочена и наиболее выдержанная по простиранию крупная положительная гравитационная аномалия. Все это свидетельствует о том, что Тагильско-Магнитогорский синклинорий представляет собой структуру явно глубинного заложения. Несмотря на то что мощность гранитного слоя под Магнитогорским синклинорием мала, он все же

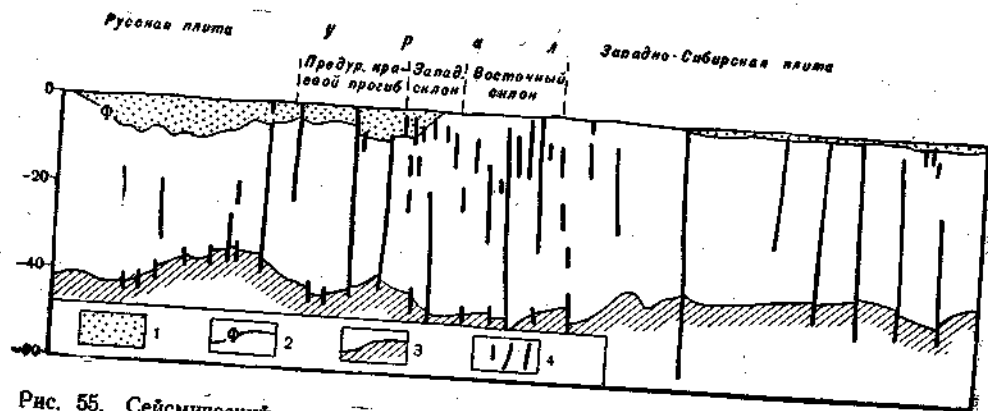


Рис. 55. Сейсмический разрез земной коры через складчатое сооружение Урала (по В. С. Дружинину, Н. И. Халевину и др., с упрощением): 1 — осадочная толща; 2 — поверхность складчатого и кристаллического фундамента; 3 — поверхность Мохо; 4 — разломы, по сейсмическим данным



Рис. 56. Схема тектонического районирования Казахского нагорья и Тянь-Шаня (по А. А. Богданову): 1 — дорифейские массивы; 2 — области каледонской складчатости; 3 — области герцинской складчатости; 4 — области геосинклинального развития в герцинидах; 5 — вулканические пояса; 6 — границы основных структурных единиц; 7 — складчатое сооружение Памира; 8 — краевой альпийский прогиб; С<sub>1</sub>-Т<sub>1</sub> — возраст вулканогенных толщ

там присутствует. Большая общая мощность коры в этом районе не очень вяжется с представлениями ряда геологов о том, что Магнитогорский прогиб заложился на мало мощной океанической коре с пониженной мощностью базальтового слоя. Геофизические данные, так же как и геологические, указывают на существование под зоной Западного склона Урала архейско-среднепротерозойского фундамента, такого же, как и в пределах Восточно-Европейской платформы.

#### ОБЛАСТИ КАЛЕДОНСКОЙ И ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ И ТЯНЬ-ШАНЯ

В центральной и южной частях Урало-Монгольского пояса располагаются складчатые сооружения Казахского нагорья и Тянь-Шаня — региона, являющегося одной из важнейших сырьевых баз СССР. В пределах этой территории находятся каледонские и герцинские складчатые

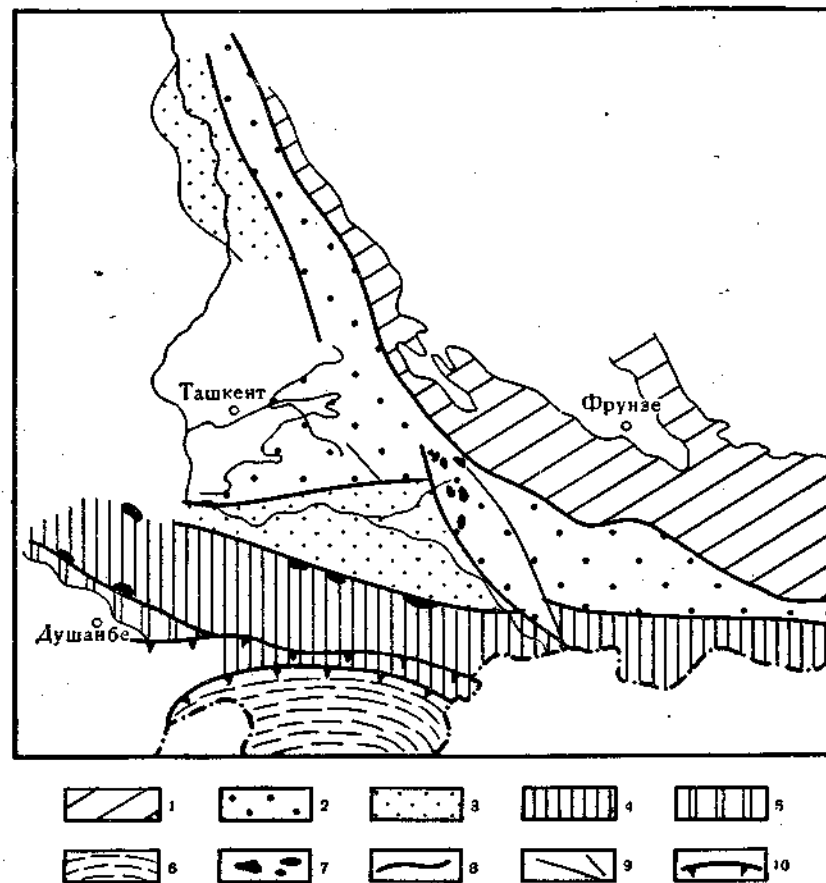


Рис. 57. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня (по Г. И. Макарычеву, с упрощением): 1 — каледониды Северного Тянь-Шаня; 2 — каледониды — ранние герциниды Среднего Тянь-Шаня; 3 — погруженные древние срединные массивы; 4 — герциниды Южного Тянь-Шаня; 5 — выступы Таджикско-Афганского массива; 6 — герциниды Северного Памира; 7 — офиолиты; 8 — глубинные разломы; 9 — прочие разломы; 10 — иадвиги

сооружения (рис. 56). Область каледонской складчатости Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня обладает выпуклой к юго-западу формой и характеризуется завершением геосинклинального режима в ордовикское, а местами и в силурийское время. В составе этой области выделяется ряд срединных массивов, сложных антиклинориев, синклинориев и наложенных крупных впадин.

Герцинские складчатые области со всех сторон обрамляют эпикаледонский массив Центрального Казахстана и разделяются на две ветви: западную, или Урало-Южно-Тянь-Шаньскую, и восточную — Джунгаро-Алтайскую. Западная ветвь (Урал) в районе Аральского моря, по-видимому, поворачивает к юго-востоку и выступает на поверхность в виде складчатых цепей Южного Тянь-Шаня — Зеравшанского, Туркестанского, Алайского, Кокшальского и других хребтов (рис. 57). Герцинское складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня с юга ограничено древним добайкальским Таримским массивом. Восточная ветвь герцинид сменяется к востоку такими же по возрасту складчатыми сооружениями Рудного Алтая.

Все эти регионы хорошо изучены и представляют собой классические области палеозойской складчатости. Наиболее крупные, обобщающие исследования Казахского нагорья связаны с именами А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Н. Г. Кассина, Е. Д. Шлыгина, А. А. Богданова и многих других, а также с коллективами различных организаций: геологических управлений, ВСЕГЕИ, МГУ, МГРИ и т. д.

В развитии представлений о геологии Тянь-Шаня огромную роль сыграли труды Н. М. Сеницына, В. Н. Огнева, А. В. Пейве, Д. П. Резвого, В. Г. Королева, В. И. Попова, В. А. Николаева, В. И. Кнауфа, Д. В. Наливкина и других.

### КАЛЕДОНИДЫ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

#### Тектоническое районирование

На севере каледонской складчатой области располагаются Кокчетавский (1) и Шацкий (2) массивы, сложенные докембрийскими образованиями; антиклинории Еременьтау (3) и Улутау (4), а также Бошекуль-Баянаульская система антиклинориев и синклинориев; синклинории Байконурский (5), Калмыккульский (6), Степнякский (7), Конский и другие (рис. 58). К северо-востоку от Улутау располагается Тенизская впадина (8), выполненная средне-верхнепалеозойскими отложениями. Она отделяется Сарысу-Тенизским поднятием (9) от Джезказганской впадины (10). В северном направлении каледониды погружаются под платформенный чехол Западно-Сибирской плиты, а на западе — под такие же отложения Тургайской седловины (11), где они по зоне разломов сочленяются с потребенными герцинскими структурами Урала. Далее к юго-западу граница каледонид проходит по восточной окраине Туранской плиты. Восточнее Чуйской впадины (12) в их состав входит Бетпақдалинский (Чу-Илийский) антиклинорий (13), а западнее — Каратауский (14). Южнее граница каледонид все больше разворачивается к юго-востоку и к востоку, проходя по южному склону хр. Терской-Алатау и севернее оз. Сонколь. Эта граница, представляющая собой глубинный разлом, названа «линией В. А. Николаева», по имени известного геолога, впервые установившего ее в 40-е годы нашего века. В пределы каледонид на юге включаются крупные антиклинории Киргизского, Заилийского Алатау и Тер-

ской-Алатауского хребтов, а также складчатые сооружения Таласского, Чаткальского, Кетменьского, Джунгарского Алатау и других хребтов. Восточная граница каледонид имеет вид серпа, обращенного выпуклостью к западу; она прослеживается от Джунгарского Алатау в северо-

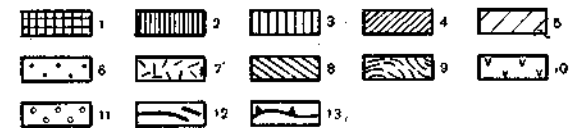
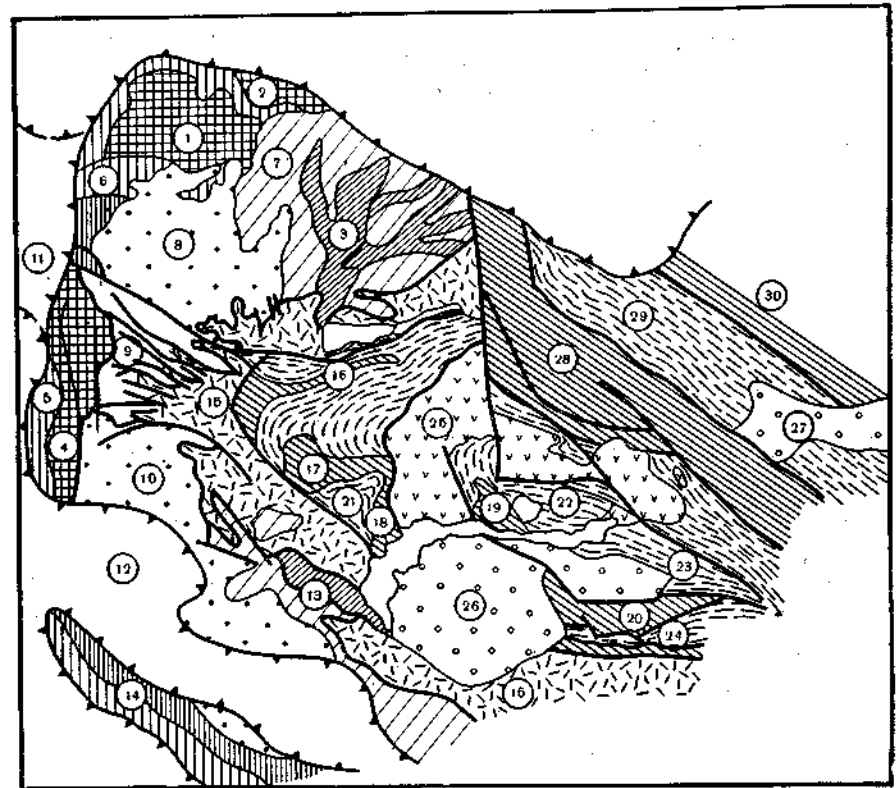


Рис. 58. Схема основных структур Казахского нагорья (по А. А. Богданову, Ю. А. Зайцеву, О. А. Мазаровичу и др.):

Каледонская область: 1 — древние, докаледонские массивы. Западная зона со слабым проявлением геосинклинального вулканизма: 2 — антиклинории; 3 — синклинории. Восточная зона с энергичным геосинклинальным вулканизмом: 4 — антиклинории; 5 — синклинории; 6 — наложенные впадины, выполненные верхним палеозоем. Краевой вулканический пояс (7). Герцинская область: 8 — антиклинории; 9 — синклинории; 10 — поля развития орогенных вулканитов; 11 — впадины, сложенные кайнозойскими отложениями; 12 — крупнейшие разломы; 13 — граница выходов палеозойских отложений на поверхность. Цифры в кружках обозначают важнейшие структуры (см. в тексте)

западное Прибалхашье и, резко поворачивая к востоку, протягивается южнее района Караганды. Примерно вдоль этой границы располагается Казахстанский краевой девонский вулканический пояс (15). Следует подчеркнуть, что под Тургайской седловиной на западе и на юго-западе, в районе Кураминского плато, намечаются про-

тяженные зоны широкого распространения вулканических пород, которые приурочены к границе сочленения каледонид и герцинид. Иными словами, здесь также намечаются вулканические пояса, в основном верхнепалеозойского возраста.

### Геологическое строение

В пределах каледонских складчатых сооружений выделяется три основных комплекса отложений, разделенных региональными несогласиями. Нижний комплекс представлен в целом докембрийскими (доверхнерифейскими) осадочными и вулканогенными, сильно метаморфизованными отложениями. Однако в пределах этого комплекса, несомненно, могут быть еще обособлены толщи пород, разделенные несогласиями и отвечающие крупным тектоническим эпохам. Средний комплекс представлен верхнерифейскими, вендскими, кембрийскими, ордовикскими и частично силурийскими осадочными и вулканогенными образованиями, энергично дислоцированными и прорванными разнообразными интрузиями. Верхний комплекс образуют грубообломочные, карбонатные и вулканогенные отложения девона, карбона и перми, выполняющие обширные наложенные впадины — своеобразный эпикаледонский чехол, складчатость которого носит преимущественно глыбовый характер.

В отложениях нижнего и среднего комплексов по характеру геологического разреза различаются западная и восточная зоны. В первой из них преимущественным распространением пользуются осадочные толщи, при подчиненном значении вулканогенных. Во второй, занимающей меньшее пространство и постепенно сменяющей первую, гораздо шире развиты вулканогенные образования.

Западная зона охватывает антиклинории Улутау, Бетлак-Далы, Каратау, складчатые цепи Галасского и других хребтов Северного Тянь-Шаня. Докембрийские образования в этой зоне образуют мощный и сложный комплекс, в котором выделяется много свит и серий, причем их возраст в большинстве случаев определяется условно.

Один из наиболее хорошо изученных разрезов западной зоны располагается в районе антиклинория Улутау, где, по данным Л. И. Филатовой, Ю. А. Зайцева, В. С. Милеева, С. Б. Розанова и других, к архею — нижнему протерозою относится мощная толща (5—6 км) разнообразных кристаллических сланцев, претерпевших неоднократный метаморфизм и гранитизацию и образовавшихся за счет метаморфизма первично-осадочных и основных вулканогенных пород (рис. 59). Такие же по возрасту и типу отложения выделяются и на Кокчетавском массиве.

Наиболее полно в этих районах представлены отложения нижнего и среднего протерозоя, подразделяемые на четыре серии общей мощностью почти в 20 км. Низы этой огромной толщи пород отвечают ранним стадиям развития геосинклинали и представлены порфиритоидами и зелеными сланцами, образовавшимися по основным эффузивам, а также филлитами, кварцево-полевошпатовыми сланцами, мраморами и железистыми кварцитами — первично-осадочными породами. Пачки вулканогенных и осадочных пород ритмично чередуются между собой. Верхние толщи слагаются порфириоидами (первично-кислыми эффузивами), кварцитами, конгломератами и т. д., т. е. отложениями, характерными для более поздних стадий развития геосинклиналей.

В конце среднего протерозоя имела место складчатость. Отложения нижнего рифея достоверно не установлены, но возможно, что к ним

и к среднему рифею относится толща разнообразных сланцев, филлитов, порфиритоидов и порфириоидов мощностью до 3 км. На рубеже среднего и позднего рифея происходит складчатость и резко меняются условия осадконакопления. На больших пространствах накапливаются однообразные кварцевые пески, превратившиеся в кварциты до 2,5 км мощностью. По-видимому, в это время тектонический режим характе-

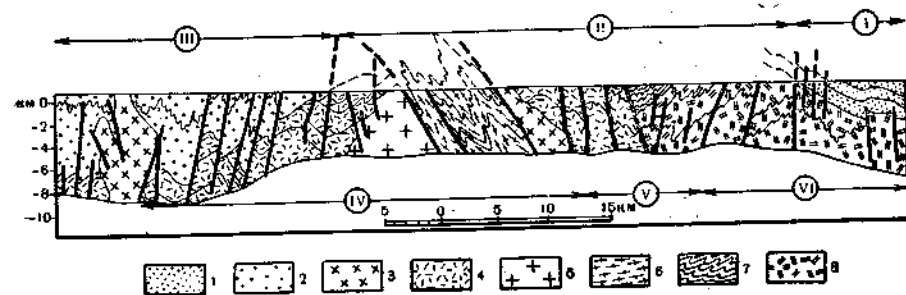


Рис. 59. Геологический профиль южной части Улутауского поднятия (по В. С. Милееву):

Складчатые комплексы: 1 — герцинский (карбонатно-терригенные и красноцветные терригенные отложения); 2 — каледонский: 2 — карбонатные и терригенные флишвидные отложения с вулканитами в низах разреза; 3 — гранитоиды. Протерозойский: 4 — среднепротерозойские сланцы, порфириоиды, порфиритоиды и мраморы; 5 — среднепротерозойские граниты; 6 — среднепозднепротерозойские гранито-гнейсы; 7 — раннепротерозойские зеленые сланцы, порфиритоиды, порфириоиды и амфиболиты. Структуры. Герцинские: I — Джезказганская впадина. Каледонские: II — Улутауский антиклинорий; III — Байконурский синклиний. Протерозойские: IV — Майтубинский антиклинорий; V — Карсакапайский синклиний; VI — Улутауский антиклинорий.

ризовался стабильностью. Верхние рифея представлены толщей (2—3,5 км) преимущественно кислых вулканитов, серицитово-полевошпатовых сланцев, песчаников и конгломератов.

Вендские, кембрийские и ордовикские отложения представлены красноцветами (в основании венда), тиллитоподобными конгломератами, кремнистыми сланцами, песчаниками, тонкослонстыми известняками, флишвидными терригенными сланцами и в верхах андезитовыми и диабазовыми порфиритами. Характерной особенностью данного разреза является широкое развитие в венде и кембрии фосфатных и ванадиевых отложений. Мощность отложений каледонского геосинклинального комплекса превышает 10 км.

Таким образом, в каледонском комплексе этой зоны бросается в глаза отсутствие вулканогенных, раннегеосинклинальных пород основного состава. В позднем ордовике в этих районах происходит заключительная каледонская складчатость и внедрение гранодиоритовых интрузий. Верхний ордовик и силур в отдельных местах представлены пестроцветными, морскими и континентальными отложениями: песчаниками, алевролитами, конгломератами (2—2,5 км).

Каледониды северо-западной части Казахского нагорья к юго-востоку переходят в каледонские складчатые сооружения Северного Тянь-Шаня. В дорифейских отложениях выделяются те же самые комплексы, что и в Улутау. Нижне- и среднерифейские отложения представлены песчано-глинистыми толщами, порфиритоидами и порфириоидами, зелеными сланцами, мраморизованными известняками мощностью

в несколько километров. Перед поздним рифеем, по-видимому, была складчатость, и в основании верхнего рифея залегает толща кварцитов и песчаников, столь характерная для Кокчетавского массива и Улутау. Собственно каледонский геосинклинальный комплекс в разных зонах построен несколько различно. В Каратау-Таласской зоне, возможно продолжающей Байконурский синклиорий на юго-восток, почти отсутствуют вулканогенные породы. Верхний рифей представлен филлитами, песчаниками и кварц-хлоритовыми сланцами (до 3 км). Венд и кембрий слагаются мощной (7 км) толщей терригенных пород, кремнистых сланцев и туфов, известняков и доломитов. В кембрии известны пласты с фосфоритами до 100 м мощностью, имеющие большое промышленное значение. Ордовик представлен преимущественно карбонатной толщей пород (1—1,5 км). В более северной, по сравнению с описанной, Терской-Киргизской зоне каледонский комплекс отличается широким развитием вулканических пород.

Отложения верхнего рифея, кембрия и ордовика, достигая 7—8 км мощности, представлены, с одной стороны, осадочными породами: кремнистыми и глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и доломитами, а в ордовике и флишоидными терригенными толщами с граптолитовыми сланцами; а с другой — базальтами, спилитами, андезитами, яшмами и туфогенными породами главным образом в нижнем кембрии, но также и в ордовике. Мощность вулканитов превышает 3 км. Так же как и в Улутау, в позднем ордовике и в раннем силуре происходит складчатость и внедрение гранитов. Верхний ордовик в этих районах слагается красноцветными песчаниками. Следовательно, в юго-восточных районах западной зоны в разрезах каледонского комплекса увеличивается роль вулканогенных образований основного и среднего составов. Сходный разрез каледонского комплекса устанавливается и в пределах Бетпак-Далы, но в рифее и нижнем кембрии здесь еще больше основных вулканитов, яшм и кремнистых сланцев.

**Восточная зона каледонской области** занимает меньшую площадь и лучше всего выражена на северо-востоке Центрального Казахстана, восточнее антиклинория Еременьтау, в Бошекуль-Баянаульском районе. Несмотря на чрезвычайно сложную тектонику района, фрагментарность разрезов, докембрийские и нижнепалеозойские отложения представлены здесь достаточно полно. Комплекс пород архея — нижнего протерозоя слагается 3—4-километровой толщей гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, порфиритоидов, филлитов и кварцитов, на которых с несогласием залегает толща рифейских, кембрийских и ордовикских отложений. Рифей характеризуется развитием серии кварцитов в низах разреза, а выше толщей основных эффузивов, яшм и кремнистых сланцев, прорванных интрузиями гипербазитов. Мощность рифейских отложений превышает 6 км.

Нижнекембрийские отложения представлены мощнейшей толщей (до 7 км) основных эффузивов: спилитов, базальтов, реже кератофиоров, граувакковых песчаников, кремнистых сланцев, аргиллитов и т. д., прорванных интрузиями габбро и диоритов.

Начиная со среднего кембрия и кончая верхним ордовиком, разрез слагается преимущественно терригенными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пачками и линзами известняков и кремнистых сланцев. В верхах кембрия — низах ордовика появляются толщи средних и основных эффузивов и их туфов. Особенно мощная толща (до 3 км) порфиритов и туфов располагается в верхах ордовика. Общая мощность отложений среднего кембрия — ордовика превышает 10—12 км. В нижнем силуре, наряду с граувак-

ковыми песчаниками, известняками, в верхах разреза появляются красноцветные конгломераты, песчаники и пачки порфиритов мощностью до 2 км. Выше с резким несогласием залегают девонские эффузивы, формировавшиеся в наземной обстановке.

Таким образом, восточная зона каледонид характеризуется мощным, преимущественно основным вулканизмом, широким распространением кремнистых и яшмовых серий пород. В верхах разреза в позднем ордовике появляются терригенные флишоидные толщи. Общая мощность нижнего и среднего комплексов превышает 20 км. Несогласия, иногда весьма резкие, фиксирующиеся внутри них, отражают весьма существенные тектонические движения, которые сопровождались неоднократным внедрением средних и кислых интрузий. Наиболее важные несогласия отмечаются перед поздним рифеем, перед средним и поздним кембрием, в среднем ордовике и перед поздним ордовиком.

**Выводы.** В основании каледонского геосинклинального комплекса залегает мощнейшая толща метаморфических пород. Если в образованиях архея — нижнего протерозоя восстановить первичный состав пород практически невозможно, то для ниже-среднепротерозойских толщ, метаморфизованных в меньшей степени, это удастся сделать. Существует несколько рубежей складчатости в образованиях нижнего комплекса, однако об их числе и распространении в пределах всей рассматриваемой территории нет единого мнения ввиду отсутствия обоснованной стратиграфической схемы докембрийских отложений. Интересным является присутствие в низах позднего рифея кварцито-песчаниковых толщ, свидетельствующих о некотором общем выравнивании тектонических условий. В позднем рифее в Улутау появляются покровы кислых эффузивов — игнимбритов и туфов. Свидетельствуют ли все эти факты о режиме в позднерифейское время на территории Центрального Казахстана, близком к платформенному, уверенно сказать нельзя. Несмотря на несогласия, отложения каледонского и более древних комплексов дислоцированы почти в едином структурном плане, например в Улутау. В каледонском геосинклинальном комплексе увеличивается мощность отложений и доля в них вулканитов с запада на восток.

Заключительная складчатость в основном приходится на позднеордовикскую эпоху, на северо-востоке — на раннесилурийскую, после которой на всей территории в континентальных условиях начинается интенсивное воздымание региона, знаменующее собой качественную смену тектонического режима и накопление совершенно других по типу отложений.

Верхний комплекс. Горообразование, начавшееся в позднем силуре, сопровождалось энергичными глыбовыми движениями, накоплением грубообломочных отложений и покровов наземных вулканитов. В ряде мест западной части Казахского нагорья, например в Конском прогибе на Сарысу-Тенизском поднятии, силурийские отложения, представленные ритмично построенной граувакковой толщей в низах разреза (до 2,2 км), со слабым несогласием перекрывающие породы ордовика, вверх по разрезу сменяются пестро- и красноцветными грубыми песчаниками и конгломератами. В этих районах силурийские молассы накапливались в остаточных прогибах. Позднесилурийские молассы известны и в других местах Казахского нагорья.

Начиная с раннего девона формируются межгорные впадины — Тенизская, Джезказганская, Жаксыконская и др., заполняющиеся грубообломочными красноцветными отложениями, местами с кислыми и средними вулканитами. Такие толщи, мощностью до 5—6 км, широ-

ко распространены в Казахстане и в Северном Тянь-Шане и представлены переслаивающимися красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Распространены также кислые игнимбриты, туфы, пеплы, иногда андезито-базальты. Фациальные особенности отложений показывают, что они формировались в условиях горного рельефа.

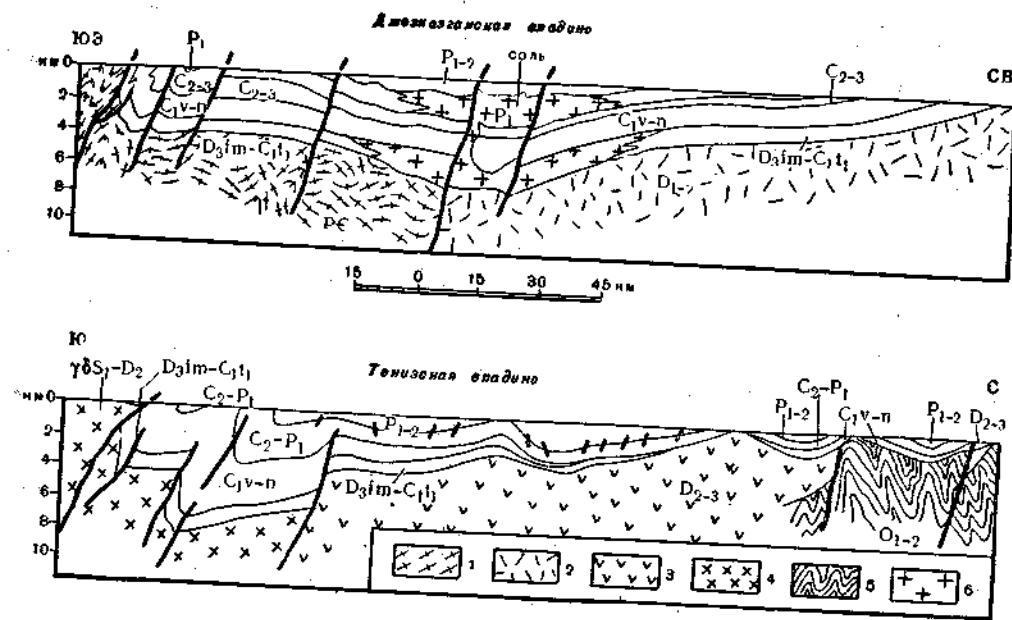


Рис. 60. Геологические профили наложенных впадин (по В. А. Голубовскому): 1 — метаморфические породы; 2 — диориты, дациты и андезиты; 3 — андезито-базальты, песчаники, конгломераты; 4 — гранодиориты; 5 — песчаники, алевролиты; 6 — каменная соль

В Северном Тянь-Шане силур, так же как и нижний девон, практически отсутствует, а средне- и верхнедевонские отложения, залегающие лишь в отдельных впадинах, представлены континентальными, грубообломочными красноцветными толщами мощностью до 2,5 км. В конце фаменского века позднего девона и в раннем карбоне на огромных пространствах Казахского нагорья накапливались однообразные известняки, свидетельствующие о прекращении горообразовательных движений и вулканизма и о выравнивании тектонических условий. Мощность известняков в таких впадинах, как Джекказганская, и в прогибах, например Каратауском, достигает сотен метров. В то же время в Северном Тянь-Шане карбонатные отложения находятся в подчиненном количестве, а шире всего в нижнем карбоне распространены довольно мощные (до 3 км) сероцветные, пестроцветные, красноцветные песчано-глинистые породы, иногда гипсоносные. Такой же характер имеют здесь и среднекаменноугольные отложения, но в них появляются покровы андезитов и пачки угленосных пород.

В конце раннего карбона вновь усиливаются тектонические движения, происходит некоторая перестройка структурного плана, и в наложенных впадинах начинают формироваться терригенные, местами угленосные толщи мощностью в сотни метров (Экибастуз). На фоне все более усиливающихся поднятий накапливаются мощные обломоч-

ные молассовые толщи, по возрасту отвечающие среднему-позднему карбону и перми; они заполняют обширные наложенные межгорные впадины, возникшие на консолидированном каледонском складчатом фундаменте. К таким впадинам относятся Тенизская, Джекказганская и ряд других (рис. 60). Континентальные отложения в Тенизской впадине превышают в мощности 5 км и представлены чередующимися пестроокрашенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с остатками рыб и растений. В разрезе Джекказганской впадины, сходном с Тенизской, в перми появляется соленосная толща (соль, доломиты, гипсы), выше которой залегают мергели и песчаники. Важное значение в отложениях Джекказганской впадины играют меденосные песчаники. Все отложения смяты в систему брахискладок, а по краям впадины осложнены разломами. В Центральном Каратау, в глубоком прогибе, выполненном верхнедевонскими и более молодыми отложениями, наблюдается дисгармоничная, очень сложная складчатость нагнетания, приуроченная к мощной толще пластичных известняков, мергелей и глин фаменского яруса. Такие же складки развиты в аналогичных породах севера Джекказганской впадины.

Каледониды Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня характеризуются широким развитием разнообразных интрузивных комплексов средних и кислых пород. Интрузии гранодиоритов имели место в кембри (Кендыктаеский массив), в ордовике (гранитоидные массивы Крыкудукского комплекса), в среднем палеозое, когда формировались громадные плутоны гранитоидов Боровского комплекса. В девонское время внедрялись многофазные интрузии гранитов во многих районах каледонид Казахского нагорья. В пределах Северного Тянь-Шаня особую роль играют сложные, многофазные плутоны гранитоидов силурийского и девонского возрастов, занимающие большие пространства. В конце среднего — начале позднего палеозоя происходило внедрение небольших гипабиссальных массивов диоритов и гранодиоритов, а также щелочных гранитов и сиенитов.

Таким образом, отложения верхнего комплекса, резко несогласно лежащие на каледонском складчатом основании, отчетливо подразделяются на три части: нижнюю, как правило, охватывающую нижний-средний-верхний девон; среднюю — фаменский ярус — нижний карбон; верхнюю — средний карбон — пермь. Отложения первых двух частей верхнего комплекса формировались в условиях горного, расчлененного рельефа. Ряд геологов полагают, что этап геологического развития, начиная с раннего-среднего девона и кончая пермью, по существу представляет собой затянувшийся орогенный этап, заканчивающий каледонскую эпоху. В то же время в области каледонской складчатости в ряде мест известны и силурийские красноцветные молассы, принадлежащие заключительным стадиям развития каледонских геосинклиналей. Это обстоятельство позволяет утверждать, что герцинский этап развития в пределах каледонской складчатой области являлся своеобразным этапом тектонической активизации. По мнению Ю. А. Зайцева, средне-верхнепалеозойские молассы каледонид Центрального Казахстана аллохтонны, т. е. сформировались за счет привноса материала из герцинской складчатой области. Точно так же и своеобразная складчатость, проявившаяся в конце герцинского этапа в каледонидах, была как бы отголоском заключительных тектонических движений в соседних герцинских геосинклиналях. Верхнепалеозойские молассы «наступали» на каледонскую складчатую область, подобно тому, как пермские молассы «выплескивались» из Предуральского краевого прогиба на Восточно-Европейскую платформу.

Весь этот верхний комплекс залегает на каледонском складчатом основании несогласно, развит спорадически, отсутствует на поднятиях, но максимально распространен в наложенных впадинах. Если во впадинах или в брахискладки, то на поднятиях, например на Сарысу-Тенизском, он нарушен весьма отчетливыми и резкими глыбовыми дислокациями, грабен-синклиналими и горст-антиклиналями, которые, обладая северо-западным простиранием, резко несогласно пересекают складчатые структуры каледонского основания. Следует отметить, что в ряде мест на Сарысу-Тенизском поднятии между девоном и силуром не наблюдается углового несогласия, т. е. каледонская складчатость проявилась здесь очень слабо, и складки образовались в основном в начале герцинского этапа. Некоторые грабен-синклинали и горст-антиклинали формировались конседиментационно длительное время, начиная со среднего девона и кончая пермью. Другие, наоборот, возникли лишь в конце позднего палеозоя.

Рассмотренные соотношения каледонского складчатого основания и герцинского чехла в Казахском нагорье оказываются весьма близкими к взаимоотношению разновозрастных толщ на Кураминском плато, в пределах Северного Тянь-Шаня, что было подчеркнуто А. А. Богдановым. В этих районах на складчатом фундаменте, сложенном докембрийскими и нижнепалеозойскими осадочно-вулканогенными и кремнистыми породами, с резким структурным несогласием залегают континентальные отложения и покровы андезитов нижнего-среднего девона, сменяющиеся карбонатными отложениями фаменского — турнейского ярусов, местами с вулканитами. А выше располагается почти 7-километровая толща континентальных средних и кислых вулканитов, по возрасту отвечающая верхам нижнего карбона — нижнему триасу.

Наличие сложной и весьма интенсивной складчатости в глинисто-карбонатных толщах верхнего девона в Каратау и в Чаткальском хребте, расположенном севернее Кураминского, давало основание некоторым геологам относить эти районы к областям герцинской складчатости. Однако малая «глубина заложения» такой складчатости, ее резкая дисгармония по отношению к поверхности каледонского фундамента, ее внутриформационность позволяют, по мнению А. А. Богданова, относить районы Чаткала и Каратау к каледонской складчатой области и проводить юго-западную границу каледонид южнее, уводя ее в пределы Кызылкумов, что находит подтверждение в новейших геологических материалах. Иногда эту область относят к так называемому срединному Тянь-Шаню и считают ее переходной между каледонидами Северного Тянь-Шаня и герцинидами Южного Тянь-Шаня. В этой полосе после предрифейской складчатости в дальнейшем тектонический режим был сравнительно вялым. Хотя между ордовиком и девоном наблюдается перерыв, каледонская складчатость проявилась не везде и была слабой, а последняя фаза складчатости имела место в начале позднего палеозоя. Разрез верхнего палеозоя исключительно мощный, с преобладанием наземных вулканитов.

#### КАЗАХСТАНСКИЙ КРАЕВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Вдоль зоны сочленения каледонид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня и герцинид Джунгаро-Балхашской области располагается широкая (десятки километров) полоса развития преимущественно девонских вулканогенных образований, выделенная А. А. Богдановым в краевой вулканический пояс. Он является поверхностным

выражением крупного и протяженного глубинного разлома — структурного шва, частично разделявшего уже консолидированные каледонские складчатые сооружения и область, в которой еще продолжалось геосинклинальное развитие. Краевой вулканический пояс начинается на востоке у западных склонов Чингизского хребта, где он ограничен Центрально-Казахстанским разломом, и протягивается в широтном направлении к западу до Сарысу-Тенизского водораздела. В этом районе он испытывает резкий поворот к юго-востоку, а в среднем течении р. Или снова приобретает широтное простирание и уходит на восток, в районы Джунгарского Алатау, северных склонов Заилийского Алатау и Кетменя.

Краевой вулканический пояс располагается приблизительно параллельно внешнему краю герцинид и в зависимости от времени замыкания геосинклинальных прогибов в Джунгаро-Балхашской области несколько омолаживается к юго-востоку. На севере и западе он слагается ниже- и среднедевонскими вулканитами, а на юго-востоке — среднедевонскими, каменноугольными и пермскими. В пределах почти всего пояса, по данным Н. П. Четвериковой, выделяется две зоны: внешняя и внутренняя, отличающиеся характером вулканической деятельности и составом пород (рис. 61).

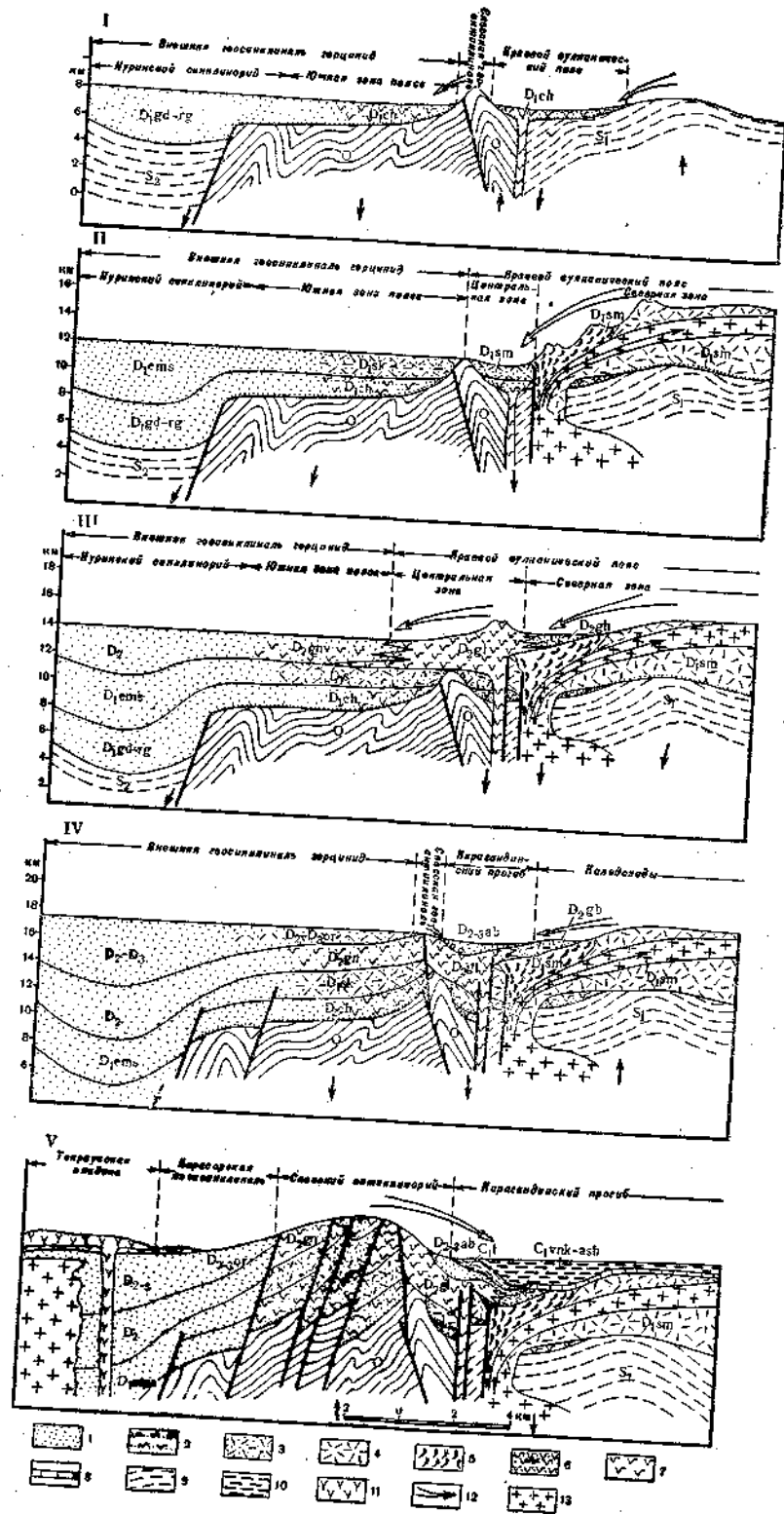
Внешняя зона располагается на каледонском складчатом основании. На северном широтном отрезке пояса, изученном лучше других, проявляется четкая структурно-фациальная зональность. Зона сложена вулканогенными и осадочно-вулканогенными толщами, прорванными девонскими гранитами. Мощность отложений превышает 5 км, но сильно колеблется в разных местах. В основании разреза внешней зоны залегает вулканогенно-осадочная толща андезито-базальтового состава, которая вверх по разрезу сменяется кислыми вулканическими породами: липаритами, дацитами, туфами, игнимбритами. Последние выполняют крупные вулкано-тектонические впадины и кальдеры, описанные Т. О. Федоровым в районе Семиз-бугу. С кислыми вулканитами генетически связаны гранитоидные интрузии. По направлению к внутренней зоне пояса кислые вулканиты замещаются более основными — андезитовыми и андезито-базальтовыми, фиксирующими собой зоны глубоких разломов.

Внутренняя зона пояса непосредственно граничит с герцинидами и в целом выражена менее отчетливо, чем внешняя. Извержения во внутренней зоне характеризовались меньшей интенсивностью, и она частично являлась областью накопления продуктов разрушения внешней зоны. Наряду с покровами андезито-базальтов в ней развиты туфы, туфогенные песчаники, туффиты, песчаники и алевролиты, туфогенные конгломераты и другие породы мощностью в тысячи метров. Вулканогенно-осадочные образования внутренней зоны пояса замещаются к югу по существу мощнейшей морской геосинклинальной толщей преимущественно граувакковых песчаников.

Среди вулканических образований пояса выделяются андезито-базальтовая и липарито-дацитовая группы пород. Последняя характеризует внешнюю зону и связана с близповерхностными магматическими анатектическими очагами, возникшими за счет процессов переплавления гранитно-метаморфического слоя земной коры, в то время как очаги внутренней зоны располагались в более глубоких горизонтах земной коры.

Структура внешней зоны пояса обладает глыбовым характером, распространением грабенов и горстов. В целом вулканогенные покровы





лежат полого. Во внутренней зоне деформации отличаются большей напряженностью вплоть до появления линейных складок.

В среднем девоне в пределах широтной ветви пояса возник узкий Карагандинский прогиб, в котором выделяется два комплекса отложений. Нижний слогаается глинисто-кремнистыми, глауконитовыми и карбонатными отложениями среднего девона — турнейского яруса, а верхний представлен 5,5-километровой параллельной угленосной толщей и континентальной молассой среднего-верхнего карбона. Карагандинский угольный бассейн прослеживается на 300 км при ширине до 60 км и обладает асимметрией. Его северный борт пологий, мощность отложений там невелика, но она резко возрастает в южном борту, где отложения смяты в опрокинутые и надвинутые к северу складки (рис. 62, I). В районе Сарысу-Тенизского поднятия вулканический пояс проникает далеко к западу.

В строении южной широтной ветви пояса принимают участие разнообразные вулканические толщи от верхнего девона до перми (до 10 км), несогласно перекрывающие каледониды Северного Тянь-Шаня. Широким распространением пользуются кислые игнимбриты, туфы, а также более основные породы — андезитовые и андезито-базальтовые вулканы и разнообразные туфогенно-осадочные отложения.

#### ГЕРЦИНИДЫ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

##### Тектоническое районирование

Джунгаро-Алтайская ветвь герцинид располагается на юго-востоке рассматриваемого региона, и в ее пределах выделяются две системы с различным стилем геологического развития. Западная, Джунгаро-Балхашская, характеризуется слабым развитием магматизма в собственно геосинклинальный этап и очень мощным в орогенный. Восточная, Иртыш-Зайсанская (29), отличается почти полным отсутствием орогенного вулканизма, но зато интенсивной магматической деятельностью на ранних стадиях развития геосинклинали (см. рис. 58). Обе эти системы разделяются крупным Чингиз-Тарбагатайским антиклинорием (28), принадлежность которого к герцинидам вызывает споры.

Джунгаро-Балхашская система располагается юго-восточнее Казахстанского вулканического пояса. В ее пределах находится ряд антиклинориев, в ядрах которых обнажаются древнейшие (рифейские?) породы: Тектурмасский (16) на севере, Актау-Моинтинский (17) на западе, Кызылеспинский (18) на юго-западе, Балхашский (19) на юге, Центрально-Джунгарский (20) на юго-востоке. Между антиклинориями располагаются синклиории: Западно-Балхашский (21), Северо-Балхашский (22), Северо-Джунгарский (23), Бороталинский (24) и пологие впадины,

Рис. 61. Схема геологического развития краевого вулканического пояса (по Н. П. Четвериковой) в раннем девоне (I, II), в среднем девоне (III), в позднем девоне (IV) и в раннем карбоне (V):

1 — терригенные толщи; 2 — вулканогенно-осадочные толщи андезито-базальтового состава; 3 — вулканогенно-осадочные толщи кислого состава; 4 — липариты; 5 — игнимбриты; 6 — туфогенные песчаники; 7 — андезито-базальты; 8 — известняки; 9 — кремнистые аргиллиты; 10 — угленосные толщи; 11 — андезито-дацитовые вулканы; 12 — направление сноса; 13 — гранитоиды

например Токраусская (25), сложенная вулканитами. Южнее Балхаша находится наложенная Балхашская впадина (26).

### Геологическое строение

Наиболее древние породы обнажаются на поверхности в крупных поднятиях и представлены толщей типично геосинклинальных образований, видимая мощность которой превышает 3—4 км. Широким развитием пользуются спилиты, толеитовые базальты, диабазовые порфиры, базальты, их туфы, разнообразные кремнисто-сланцевые породы: яшмы, алевролиты, сланцы. В ряде мест эти породы прорываются ультраосновными интрузиями. В тех выходах, где наблюдаются вулканогенно-кремнистые толщи, последние интенсивно раздроблены, развальцованы и очень похожи на так называемый «цветной меланж». Эти древнейшие толщи, выделенные А. А. Богдановым в Тектурмасском антиклинории в «уртынджалский» комплекс, скорее всего являются рифейскими, но не исключен их кембрийский и даже ордовикский (?) возраст.

На этих породах с резким несогласием залегают вулканогенно-осадочные отложения ордовика, представленные метаморфизованными зелеными песчаниками, разнообразными основными и кислыми эффузивами, туфами и туфобрекчиями с линзами известняков. Мощность ордовикских отложений превышает 2 км. Нижнесилурийские отложения, тесно связанные с ордовикскими, слагаются преимущественно осадочными породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, граптолитовыми сланцами — общей мощностью более 2 км. В середине силура происходят довольно энергичные тектонические движения, и с позднего силура вплоть до середины раннего карбона (до середины визейского века) в Северном Прибалхашье формируется огромная толща (10—11 км) осадочных, преимущественно обломочных пород, причем до середины среднего девона происходило накопление мощной (более 5 км) граувакковой формации, состоящей из граувакковых песчаников, прослоев конгломератов, линз известняков, туфов, туфогенных и пепловых песчаников. Начиная со среднего девона (с живетского века) и до середины визе накапливается также терригенная, но сильно фашиально изменчивая толща пород, состоящая из разнообразных песчаников и алевролитов, часто туфогенных, туфов, прослоев известняков, а сверху и угленосных пород, общей мощностью около 5 км. Внутри этих прибрежно-морских и континентальных отложений наблюдается много местных перерывов и несогласий.

На юго-востоке области, в Джунгарском Алатау, в разных структурах соотношение между толщами пород различное. В Центрально-Джунгарском антиклинории на нижнепалеозойских основных вулканитах, известняках и сланцах с резким несогласием залегают верхнесилурийские — девонские песчано-сланцевые, местами флишоидные толщи мощностью до 6—8 км. В Северо-Джунгарском синклинории располагается мощная толща (7—8 км) силурийско-среднекаменноугольных (включая башкирский ярус) терригенно-карбонатно-кремнистых пород с эффузивами основного и среднего составов. Маломощные (0,4 км) морские терригенные отложения верхов среднего карбона залегают с резким угловым несогласием на всех нижележащих толщах. В Бороталинском синклинории обнажается верхнесилурийско-среднекаменноугольная толща, сложенная песчано-сланцевыми, вулканогенно-кремнистыми и терригенно-карбонатными отложениями мощ-

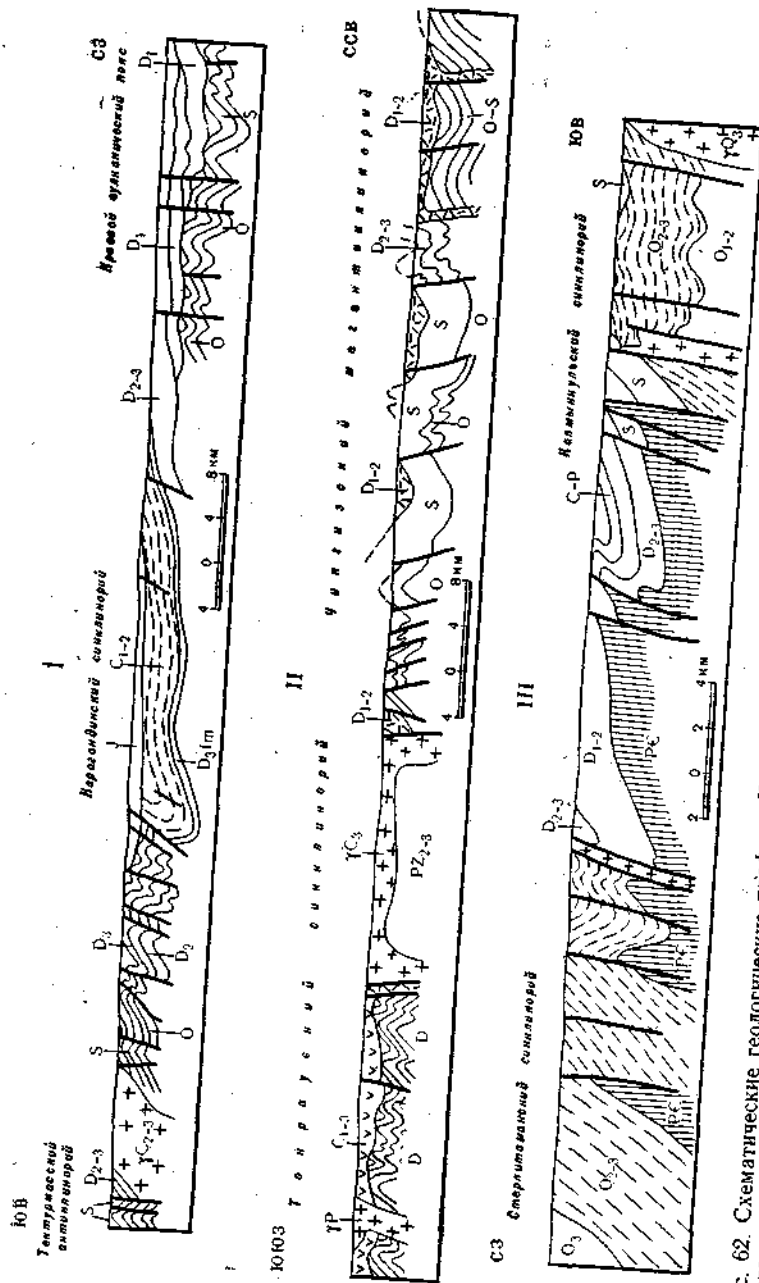


Рис. 62. Схематические геологические профили Карагандинского синклинория, по Н. П. Четвериковой (I), Чингизского мегаантиклинория, по В. Г. Тихомирову (II) и юго-западной периферии Кокчетавского массива, по Е. А. Бабичеву и др. (III)

ностью более 10 км. Их с несогласием перекрывают кислые и средние наземные эффузивы, образующие наложенные впадины.

Заключительная складчатость в разных районах Джунгаро-Балхашской области происходила не совсем одновременно. В западных районах движения в середине среднего девона были настолько значительны, что геосинклинальное прогибание закончилось. В центральных районах, в Северо-Балхашском синклинии, складчатость имела место в середине раннего карбона. На юго-востоке области основная складчатость произошла в конце среднего карбона, т. е. позже, чем в центральных и северо-западных районах.

Таким образом, в то время как в одних районах еще продолжалось прогибание и накапливались терригенные отложения, в других уже произошла складчатость и образовались поднятия, по краям которых во впадинах отлагались грубые осадки и вулканогенные толщи. Отложения герцинского геосинклинального комплекса интенсивно дислоцированы, с образованием сжатых линейных складок, разорванных сбросами, надвигами и взбросами. В складчатой структуре сформировались крупные антиклинории и синклинии.

Орогенная стадия развития ознаменовалась общим поднятием и мощнейшим вулканизмом. На герцинском складчатом основании в Северном Прибалхашье с несогласием весьма полого залегает колоссальный покров наземных вулканитов мощностью до 10 км, отвечающий по возрасту нижнему карбону — нижней перми, а в ряде мест также верхней перми, а возможно, и нижнему триасу. Этот комплекс подразделяется на четыре свиты. С ним связаны многофазные гранитоидные массивы, объединяемые в несколько разновозрастных интрузивных комплексов. В составе вулканогенных отложений преобладают кислые породы — липариты, дациты и их туфы. Очень широко распространены игнимбриты. Местами эффузивы замещаются песчаниками, туфогенными конгломератами. Андезитовые и андезито-базальтовые порфириды находятся в резко подчиненном количестве и главным образом в низах разреза, а базальты со щелочным уклоном венчают разрез всего комплекса и, возможно, относятся уже к триасу. Вулканогенные толщи слагают Токраусскую впадину, занимающую северо-восточную часть Джунгаро-Балхашской области и частично следующую Токраусский синклиний (см. рис. 62, II). С кислыми эффузивами генетически связаны интрузии гранитов, а с более основными — гранодиориты. Вся эта громадная по мощности толща вулканитов залегает почти горизонтально и лишь слегка покороблена. Не исключено, что в Токраусской впадине имели место компенсационные вулканотектонические опускания.

На юго-востоке области, в Джунгарском Алатау, орогенный этап начался в конце среднего карбона и характеризовался накоплением грубообломочных, континентальных и реже вулканогенных образований, несогласно залегающих на складчатом основании и накапливавшихся в отдельных наложенных впадинах. К орогенному этапу относится становление разнообразных гранитоидных интрузий.

Таким образом, в Джунгаро-Балхашской области древние отложения выступают в ядрах антиклинорий крайне фрагментарно. Силур и девон представлены мощными морскими, зеленоцветными терригенными толщами. В визейском веке на севере и в московском веке на юге происходит складчатость, а в орогенный этап (верхи раннего карбона — пермь) отмечается мощный наземный вулканизм, захвативший структуры и более ранней консолидации.

Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий располагается к северо-востоку от Джунгаро-Балхашской области, на северо-западе примыкает к каледонидам и по своему геологическому строению резко отличается от смежных герцинских складчатых областей — Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской.

В строении мегантиклинория принимают участие отложения рифея (?), нижнего и среднего палеозоя. Разрез рифейских (?) отложений похож на таковой северо-восточного Казахстана и характеризуется мощными толщами типичных геосинклинальных образований: основных эффузивов — спилитов, диабазов, базальтов, яшм, яшмо-кварцитов, кремнистых сланцев, граувакковых песчаников, кремнистых аргиллитов, алевролитов и т. д. Весь этот комплекс, мощность которого составляет несколько километров, содержит гипербазиты и местами представляет собой офiolитовую ассоциацию. По своему характеру он близок к уртынджалской серии Тектурмасского антиклинория.

На этом вулканогенно-яшмо-кварцитовом комплексе с несогласием залегают отложения среднего-верхнего кембрия и ордовика, внутри которых также устанавливаются местные размыты и несогласия. Эти отложения мощностью более 15 км сложены вулканогенно-кремнистыми, кремнисто-сланцевыми, зеленокаменно измененными основными эффузивами, туфогенно-осадочными и другими породами. Все они довольно типичны для ранних стадий геосинклинального развития. Мощность только верхнего ордовика в ряде мест достигает 6 км. Но в этом комплексе отсутствуют ультраосновные породы. Уже в ордовикских отложениях в пределах Чингиза наблюдаются фациальные изменения. В его центральных зонах появляются конгломераты, грубые песчаники, вулканогенно-кремнистые отложения, а на крыльях в это время накапливаются кремнистые сланцы. Еще резче фациальные различия на своде и крыльях Чингизского поднятия проявились в раннем силуре, когда существовало несколько структурно-фациальных зон, вытянутых вдоль всего сооружения. Нижнесилурийские отложения на ордовикских залегают с небольшим несогласием. Эти движения сопровождалось внедрением мелких интрузий габброидов и диорит-порфиритов. В относительно приподнятых зонах накапливались песчаники, конгломераты, алевролиты, андезито-базальты, андезиты и их туфы, на крыльях поднятий — преимущественно мощные морские терригенные толщи (конгломераты, песчаники, алевролиты), образующие полный разрез мощностью до 5—6 км, тогда как на своде это всего лишь 1,7—2 км вулканогенно-осадочных пород только нижнего силура.

Для силура в целом характерно широкое распространение граувакковых толщ, но без кремнистых сланцев, накапливавшихся в морской обстановке. В верхах нижнего — низах верхнего силура в отдельных местах появляется мощная моласса — конгломераты, грубые, часто красноцветные песчаники до 4,5 км мощностью.

Девонские отложения представлены фациально резко изменчивым комплексом пород. В сводовой, осевой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория отложения нижнего девона перекрывают более древние породы, в частности нижнесилурийские с резким угловым несогласием, а на юго-западном крыле постепенно сменяют терригенные толщи верхнего силура (см. рис. 62, II). Девонские отложения отчетливо подразделяются на два существенно различных комплекса. Первый комплекс (нижний девон — низы среднего девона) представлен вулканогенными континентальными и вулканогенно-осадочными образованиями разнообразного состава: андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, их туфами и туфобрекчиями. Широким распространением

пользуются кислые туфы, туфогенные песчаники, туффиты, конгломераты. В верхах разреза больше песчаников, алевролитов, аргиллитов, местами с линзами кремнистых известняков. Мощность этого комплекса достигает 4 км. По существу эти отложения типичны для орогенной, заключительной стадии развития геосинклиналей, о чем свидетельствуют континентальные вулканы, грубообломочные породы и брахиформная складчатость.

Для низов отложений первого комплекса наиболее характерны андезито-базальтовые эффузивы, а для верхов (эйфельский ярус среднего девона) — липариты, липарито-дациты и щелочные липариты. Вулканоогенные толщи образуют полосу северо-западного простираения, протягивающуюся вдоль юго-западного края Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, т. е. являются своеобразным вулканическим поясом между еще продолжающей погружение Джунгаро-Балхашской геосинклинальной областью и уже находящейся на орогенной стадии развития, воздымающейся — Чингизской.

Второй комплекс (верхи среднего девона — верхний девон) на юго-западном крыле мегантиклинория, в зоне сочленения его с Джунгаро-Балхашской областью, представлен терригенными, мелководными или континентальными отложениями: песчаниками, алевролитами, углистыми породами, линзовидными прослоями известняков. Терригенный материал поставлялся за счет размыва эффузивов и пород нижнего комплекса. В зонах поднятий они замещаются карбонатными породами — известняками. Мощность отложений второго комплекса не превышает 1,4 км.

В раннем карбоне произошло общее поднятие и консолидация структуры, которая начала подвергаться эрозии и денудации. В позднем палеозое происходило внедрение крупных интрузивных массивов гранитоидов, в том числе и субщелочных.

Таким образом, геологическое строение и структурные соотношения различных комплексов пород в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории резко отличаются от таковых в смежных герцинских структурах (рис. 63). В рифейское время, в течение раннего палеозоя и частично силурийского периода, рассматриваемая территория представляла собой типичную геосинклинальную область. Но начиная с раннего девона тектонические условия резко изменились в осевой части структуры, где весьма отчетливо и резко выражено несогласие между нижним силуром и нижним девоном, т. е. имели место каледонские движения. Однако в краевых зонах значение несогласия быстро падает и, наконец, оно полностью исчезает.

Такой характер залегания девонских отложений вызывает разногласия в трактовке возраста Чингиз-Тарбагатайского складчатого сооружения. Одни геологи, например Б. И. Борсук, Л. Г. Никитина и другие, считают, что это типично каледонская складчатая структура, орогенная стадия развития которой протекала в девоне — раннем карбоне и сопровождалась значительным наземным вулканизмом. А. А. Богданов полагал, что несогласие на рубеже силура и девона не сопровождается принципиальной перестройкой структурного плана и не носит регионального характера, а является местным. Кроме того, девонские и каменноугольные отложения смяты довольно интенсивно, хотя в целом дислоцированность их более слабая, чем подстилающих толщ. Линейные складки в девонских и каменноугольных отложениях ориентированы в том же направлении, что и складки в более древних. Структурно-фациальная зональность, столь резко выраженная в нижнем палеозое, проявляется и в девонском периоде. Поэтому А. А. Бог-

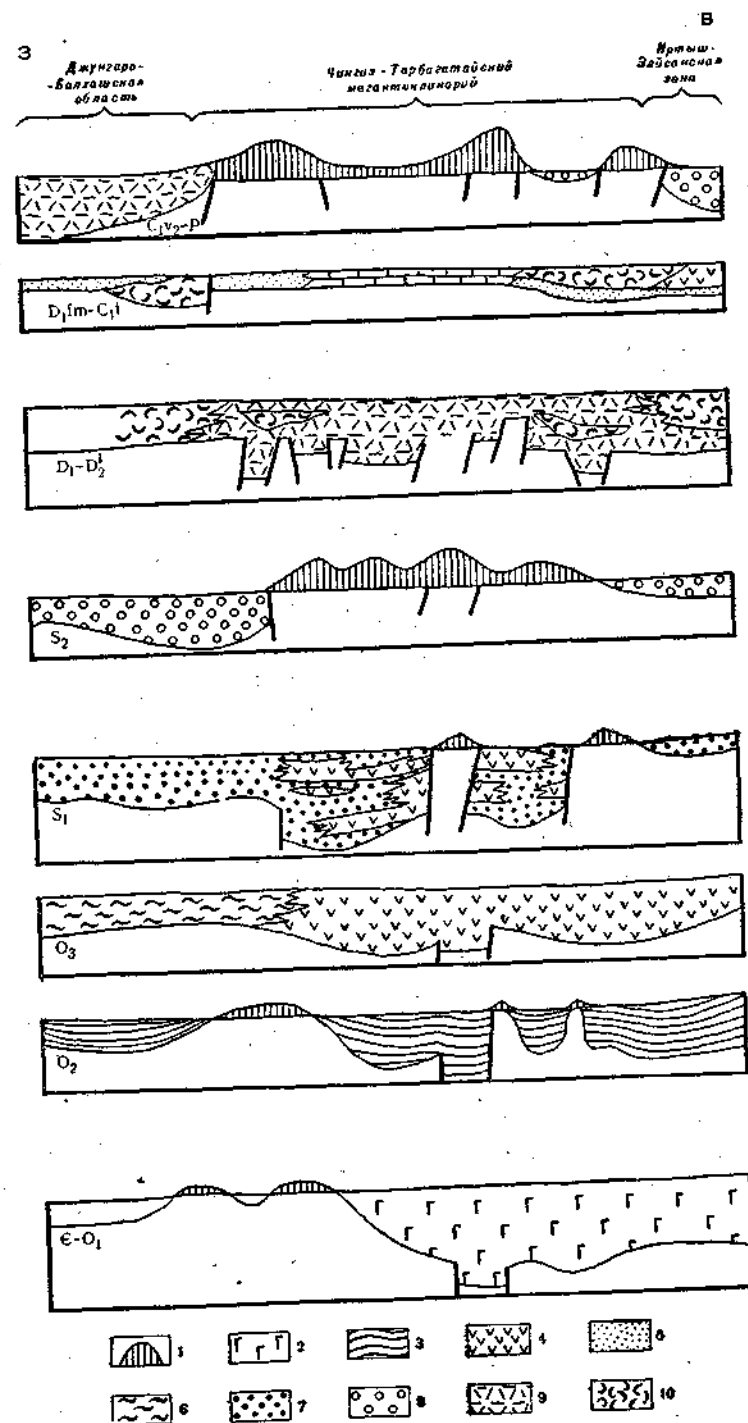


Рис. 63. Схематические палеотектонические профили для каледонского и герцинского этапов развития Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (по Е. П. Успенскому):  
1 — поднятия; 2 — силито-диабазовая формация; 3 — флиш; 4 — андезито-базальтовая формация; 5 — терригенно-яшмовая формация; 6 — граувакковая формация; 7 — молассовая формация; 8 — кислые и средние вулканы; 9 — песчаники; 10 — вулканогенно-осадочные отложения

данов рассматривал Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий в качестве раннегерцинской геоантиклинальной структуры, длительно развивавшейся одновременно с осадконакоплением в смежных геосинклиналях. Такое его развитие предопределило миграцию прогибов в стороны от воздымавшегося поднятия, в своде которого несогласие выражено резко всего, а к периферии оно постепенно исчезает. В такой трактовке Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий правильнее будет включать в состав герцинид.

**Иртыш-Зайсанская складчатая зона** располагается восточнее Чингиз-Тарбагатайского антиклинория и ограничена на востоке Калбинской зоной, которую мы рассмотрим ниже. Сама зона сложена в основном нижнекаменноугольными отложениями, и только в ряде узких прерывистых поднятий обнажаются более древние породы. Так, в Чарском поднятии на поверхность выведены наиболее древние, силурийские метаморфические сланцы, вулканиты и известняки. На них несогласно залегает мощная толща (3—4 км) девонских отложений, представленная глинистыми и кремнистыми сланцами, известняками, песчаниками с пластами основных и реже кислых эффузивов и их туфов. К этому же поднятию приурочены два узких протяженных пояса ультраосновных пород, превращенных в брекчию и серпентинизированных. До последнего времени мнения о генезисе гипербазитов и времени их становления были противоречивы. Сейчас установлено, что формирование гипербазитов произошло явно в додевонское время, но в дальнейшем в результате неоднократных тектонических движений гипербазиты были выжаты в холодном состоянии по разломам (протрузии) и брекчированы. В конце позднего девона произошли поднятия, а в раннем карбоне — новые опускания. Нижнекаменноугольные отложения образуют мощную толщу (7 км) песчано-кремнисто-сланцевых, спилито-диабазовых, реже карбонатных пород. Максимальный вулканизм приходится на ранневизейское время. На этом мощном геосинклинальном комплексе с несогласием залегают песчано-глинистые и конгломератовые толщи (4—5 км) верхнего визе-намюра, которые, в свою очередь, несогласно перекрываются морскими песчано-глинистыми, туфогенными, а местами и континентальными угленосными средне- и верхнекаменноугольными отложениями с кислыми и средними лавами и туфами в верхах разреза. На всех этих образованиях с несогласием лежат песчано-глинистые континентальные кислые и основные, часто щелочные вулканиты, на юго-востоке замещающиеся песчано-глинистой туфогенной, кое-где угленосной континентальной серией пород.

Таким образом, в Иртыш-Зайсанской зоне геосинклинальные образования девона и нижнего карбона достигают в мощности 10—15 км. С позднего визе и вплоть до поздней перми накапливались существенно терригенные, частично континентальные, иногда угленосные отложения с наземными вулканитами (до 11 км). Все они смяты в линейные складки, нарушены многочисленными разрывами и прорваны гранитными интрузиями. Начиная с поздней перми господствуют уже типично орогенные формации. Не совсем ясна тектоническая позиция среднекаменноугольных-нижнепермских отложений. Одни исследователи считают их молассами. Другие признают их геосинклинальный характер, хотя и не вполне типичный (парагеосинклинальный). Несмотря на эти противоречия, очевидно, что геосинклинальное развитие в Иртыш-Зайсанской зоне продолжалось дольше, чем во всех других зонах герцинид Казахского нагорья и Алтая, по крайней мере до визейского века раннего карбона включительно.

На юге Иртыш-Зайсанской складчатой зоны располагается наложенная Зайсанская впадина (27, см. рис. 58), выполненная континентальными песчано-глинистыми отложениями палеогена (1,7 км) и неогена (1 км).

### ГЕРЦИНИДЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Граница между каледонидами и герцинидами на востоке Южного Тянь-Шаня проходит по южному склону хребта Терскей-Алатау, вдоль системы разломов «линии Николаева». Хребты, расположенные южнее, сходятся к востоку, где на границе с Китаем располагается высочайший горный узел, включающий пик Победы (7439 м) и Хан-Тенгри (6995 м). К западу хребты расходятся, огибая Нарынскую впадину. Простирающийся в северо-западном направлении Ферганский хребет отделяет западную часть Южного Тянь-Шаня от восточной. Продолжением системы субширотных хребтов (Кокшаальского, Атбаши и других) в западной части служит мощный Алайский хребет, отделенный на юге узкой Алайской долиной от Заалайского хребта Северного Памира. Алайский хребет западнее сменяется Туркестанским, Нуратауским, Зеравшанским и Гиссарским хребтами. К северу от Алайского хребта находится обширная Ферганская впадина.

Герцинская складчатая область Южного Тянь-Шаня, узкая на востоке (менее 100 км), к западу расширяется, она зажата между древними массивами: на севере — каледонским Казахстанско-Северо-Тяньшаньским, на юге — докембрийскими Таримским и Афгано-Таджикским. В Таримском массиве, на севере ограниченном системой разломов, добайкальский фундамент перекрывается платформенным чехлом рифейских и палеозойских отложений. Аналогичную позицию в Таджикистане занимает Афгано-Таджикский древний массив, выделяющийся О. С. Вяловым, Д. П. Резвым, М. М. Кухтиковым и другими. Большая часть этого массива скрыта под толщами мезозойских и кайнозойских отложений. В Афганистане на докембрийский фундамент массива несогласно ложатся маломощные отложения девона и карбона. Таким образом, герцинские складчатые сооружения Южного Тянь-Шаня ограничены с юга жесткими древними массивами: Таримским на востоке и Афгано-Таджикским на западе.

В геологическом разрезе герцинид Южного Тянь-Шаня принимает участие мощнейшая (до 18—20 км) толща пород, в которой лишь местами очень слабо проявляются каледонские движения. Особенностью геологического строения этого региона являются четко вырисовывающиеся субширотные структурно-фациальные зоны, в которых разрезы среднего палеозоя резко отличаются друг от друга. Впоследствии эти зоны оказались сближенными по надвигам, что затрудняет расшифровку их структуры и вызывает споры о тектоническом строении Южного Тянь-Шаня. Одна система таких зон, часто в целом выделяющаяся в Гиссаро-Алайскую и включающая структуру Туркестанского, Зеравшанского, Гиссарского и Алайского хребтов, располагается к западу от Ферганского хребта. Восточнее находится система узких зон Кокшаала, по стилю развития похожих на северную часть Гиссаро-Алая. Южнее Гиссарского хребта располагается Каратегинское поднятие, представляющее собой край древнего Афгано-Таджикского массива, переработанного палеозойскими движениями.

В Гиссаро-Алайской части Южного Тянь-Шаня отложения кембрия и ордовика развиты ограниченно и представлены терригенно-карбонатными, кремнисто-терригенными, кремнисто-карбонатными грау-

вакковыми, реже эффузивными породами. Сложная дислоцированность этих толщ не позволяет однозначно оценить их мощность. Одни геологи допускают, что она не менее 8—10 км, а другие считают, что мощность кембрия и ордовика не превышает сотен метров. Нигде не наблюдается подошва кембрийских отложений, залегающих, как правило, в основании тектонических чешуй. Шире всего развиты среднепалеозойские отложения: силур, девон, нижний и средний карбон, причем силур залегает на нижнем палеозое со слабым угловым несогласием. Благодаря наличию структурно-фациальной зональности выделяются зоны сокращенных и полных разрезов. В первых из них наблюдается отсутствие девонских и нижнекаменноугольных отложений или их резко уменьшенная мощность. Во вторых — разрезы максимально полные. В целом для всех отложений характерно незначительное и локальное распространение основных вулканогенных пород, но в восточной части Алайского хребта они могут достигать мощности в 1—2 км. Следует подчеркнуть, что силурийские отложения, представленные в основном песчано-глинистыми толщами (глинистыми граптолитовыми сланцами и песчаниками с редкими покровами базальтов) и известняками, еще мало изменчивы на площади. На востоке Южного Тянь-Шаня, в Кокшаальской зоне, верхний силур, развитый шире всего, представлен толщей известняков и кремнисто-глинистых сланцев (до 4 км). Резкая дифференциация начинается лишь с позднего силура, когда образовались прогибы, испытывавшие усиленное опускание в разное время: в позднем силуре — девоне, в раннем и среднем девоне и в позднем девоне. В этих прогибах накапливались карбонатные, терригенные и кремнисто-карбонатно-терригенные отложения. Несмотря на различия в осадконакоплении, можно отметить, что для верхнего силура и нижнего девона на западе зоны весьма характерны карбонатные отложения: слоистые, массивные, рифогенные известняки и доломиты, образующие мощные толщи. В некоторых прогибах накопление карбонатных толщ продолжалось и в раннем карбоне. В то же время в Алайском и Туркестанском хребтах известны прогибы, где нижний девон представлен терригенно-вулканогенными отложениями: базальтами и их туфами, спилитами, граувакковыми песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, яшмами. Отложения среднего девона в меньшей степени сложены известняками, а преобладают песчано-глинистые, на востоке Алая, и осадочно-вулканогенные толщи пород. Верхний девон, наоборот, преимущественно представлен карбонатными отложениями. Разрезы западной и восточной частей Южного Тянь-Шаня близки между собой.

С девонскими отложениями местами тесно связаны нижнекаменноугольные, представленные песчано-глинистыми либо известняковыми толщами. Мощность отложений силура-девона и нижнего карбона в разных прогибах колеблется от 2—3 до 4—5 км. Низы среднего карбона представлены известняками либо терригенными породами, кое-где с эффузивами. Начиная с середины среднего карбона стиль осадконакопления резко меняется. Почти повсеместно на отложениях низов среднего карбона трансгрессивно, но без углового несогласия залегают мощные флишевые и флишеидные терригенные толщи, характеризующиеся грубой ритмичностью и сравнительно малой фациальной изменчивостью. Возрастные границы этого комплекса в разных зонах могут несколько скользить по разрезу, а мощность — колебаться в пределах 1,5—4 км. Наряду с типичным песчано-глинистым флишем распространены и «дикий флиш» (горизонты хаотически нагроможденных глыб и валунов), и пачки совсем неслоистых песчаников и алевролитов, и

толщи, в которых ритмичность выражена весьма грубо. Во многих остаточных геосинклинальных прогибах флишеидные терригенные, морские отложения постепенно или с небольшим перерывом сменяются грубообломочными, красноцветными породами, образовавшимися за счет размыва местных поднятий, окружавших замкнувшиеся позднегеосинклинальные прогибы. Местами в верхнепермских отложениях появляются слабоугленосные пачки пород.

Комплекс верхнепалеозойских пород, отвечающий в целом верхнему карбону — нижней перми, характеризует орогенную стадию развития герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Однако его нижняя граница выражена неотчетливо ввиду постепенного нарастания поднятий и перехода позднегеосинклинальных остаточных прогибов в межгорные впадины. Формирование флишево-молассовых прогибов совпало с началом складчатости, происходившей в раннем-среднем карбоне, образованием синклиналиев и антиклиналиев. В дальнейшем на их крыльях развиваются складчато-покровные дислокации, о происхождении которых и направлении перемещения материала пока нет еще единого мнения. Однако сложные надвиги, покровы, чешуи сейчас надежно установлены, но амплитуда горизонтального перекрытия вызывает споры. Величины перемещения в 12—20 км являются реальными. Характер складчатости может быть самым различным, от сравнительно простых брахиморфных складок до чешуйчато-изоклинальных, линейных.

В герцинидах Южного Тянь-Шаня, в северных предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов, выделяется протяженный пояс пород офолитовой ассоциации, простирающийся на запад вплоть до Султаниздага под чехлом Туранской плиты и на восток в пределы Ферганского хребта и далее вдоль границы Центрального (Срединного) и Южного Тянь-Шаня. Отдельные массивы и блоки серпентинизированных ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, пироксенитов) находятся в сложных взаимоотношениях с габброидами, основными эффузивами, кремнистыми сланцами и яшмами силура и девона. Природа этого пояса трактуется различным образом. Одни геологи считают гипербазиты интрузивными образованиями, хотя и претерпевшими тектоническое дробление. Другие предполагают, что гипербазиты и габброиды являются протрузиями и выведены на поверхность в отдельных покровах в результате процессов сильнейшего сжатия. Допускается, что эти породы слагали земную кору океанического типа в герцинских геосинклиналях.

Южнее структур Гиссарского хребта располагается Каратегинское поднятие, впервые выделенное В. И. Поповым и представляющее собой, скорее всего, северный край Афгано-Таджикского массива. В его пределах на докембрийских кристаллических сланцах и гнейсах резко несогласно залегают терригенные породы девона, глинистые сланцы и песчаники нижнего карбона, сменяющиеся мощной толщей (5—7 км) континентальных вулканитов среднего карбона — нижней перми. Преобладают средние и кислые эффузивы, их туфы, игнимбриты. Среди них находятся пачки осадочных пород. Все эти отложения нарушены лишь глыбовыми дислокациями. В пределах герцинского Южного Тянь-Шаня в позднем палеозое широко проявился интрузивный магматизм, совпадающий во времени со складчатостью, орогенезом и накоплением грубых моласс в межгорных впадинах. Сложные многофазные плутоны образуют почти непрерывную полосу в Гиссарском хребте и распространены на большой площади в Алайском и Нуратауском хребтах. Выделяются средне-позднекаменноугольные интрузивные

комплексы гранитов, гранодиоритов и диоритов, к которым принадлежит и гигантский Гиссарский плутон. Ранне- и позднепермские интрузии представлены гипабиссальными массивами монзонитов и гранодиоритов, а также альпийским комплексом щелочных пород: щелочных и нефелиновых сиенитов, субщелочных гранитов. В Южном Гиссаре и Каратегине известны триасовые (?) малые интрузии щелочных габброидов и базальтоидов.

### Тянь-Шань и Казахское нагорье в мезозое и кайнозое

С раннего мезозоя каледонские и герцинские сооружения Казахского нагорья и Тянь-Шаня превращаются в консолидированную складчатую область, в пределах которой в разных местах возникают впадины — Ферганская, Нарынская, Иссык-Кульская, Тенизская, заполнявшиеся преимущественно континентальными отложениями. Несколько особняком находится огромная Таджикская впадина, геологическое строение которой будет рассмотрено ниже.

Триасовые отложения распространены крайне ограниченно на востоке Казахского нагорья в хр. Саур, в районах Караганды, оз. Алакуль, Ферганского хребта, возможно, в Илийской впадине и в ряде других мест. Везде они представлены континентальными конгломератами, песчаниками, глинами, часто пестроцветными, мощностью в первые десятки и сотни метров. Формируется кора выветривания. В Казахстане спорадически развиты также континентальные отложения юры, мела и палеогена. Все они обладают сходным характером. Это пестроцветные, красноцветные, сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, пески мощностью до первых сотен метров. Юрские отложения, в которых распространены пласты бурых углей и линзы сферосидеритов, известны в Карагандинской впадине, в Байконурском районе, а также на востоке, в районе хр. Саур и оз. Алакуль. В ранней и средней юре имела место некоторая активизация тектонических движений. Повышенная мощность кайнозойских отложений (до 1 км) наблюдается в Алакульской впадине. Таким образом, мезозойские и кайнозойские отложения на территории Казахского нагорья слагают маломощный несплошной чехол.

В Тянь-Шане отложения юры распространены в основном в Ферганском хребте и на юго-востоке Каратау, а в других местах развиты лишь локально, например в Алайском и Туркестанском хребтах. В Ферганском хребте юрские отложения слагаются мощной (до 3 км) толщей аргиллитов, алевролитов и конгломератов с пластами угля. Впадина, где накапливались угленосные отложения, была узкой, тяготея к крупному разлому и обладала резкой асимметрией, так как максимальные мощности отложений наблюдаются на крайнем востоке, там, где впадина ограничена зоной Талассо-Ферганского разлома. В поздней юре эта мощная сероцветная угленосная толща подверглась довольно энергичной складчатости. Аналогов Восточно-Ферганской грабенообразной впадине, выполненной юрой, в пределах Тянь-Шаня не существует. В других районах в это время были распространены узкие приразломные депрессии, например Нарынская, Иссык-Кульская и другие, также заполнявшиеся угленосными отложениями. Юрские отложения формировались в условиях расчлененного холмистого рельефа, многочисленных меандрирующих рек, обширных озер и богатой растительности.

Меловые отложения известны только в Ферганской впадине и в Алайском прогибе. В первой из них развиты континентальные, лагунные

и морские осадки мощностью до 1,5 км, часто представленные красноцветными конгломератами, глинами, песчаниками с линзами и прослоями гипсов, известняков и мергелей. Кое-где на больших высотах Южного Тянь-Шаня встречаются обрывки красноцветных песчаных, по-видимому, меловых толщ, поднятых на различные уровни.

К западу от Таласского и Ферганского хребтов широко распространены лагунные и морские терригенно-карбонатные отложения палеогена, детально изученные О. С. Вяловым в Ферганской впадине, где имеются хорошие и полные разрезы этих отложений, подразделяемые на ряд свит. Мощность палеогеновых отложений в целом невелика (200—300 м) и уменьшается к западу. Представлены они очень пестрыми по составу осадками с богатой фауной. Это зеленые, серые, красные гипсоносные глины с прослоями известняков, мергелей, песков, с пачками песчаников и конкрециями фосфоритов. В Алайской долине палеоген представлен толщей мергелей и известняков. Палеогеновые отложения накапливались в обстановке очень слабо расчлененного рельефа. Таким образом, в юрское, меловое и палеогеновое время на территории Тянь-Шаня не было горного рельефа, не существовало сплошного чехла платформенного типа и отложения накапливались лишь в отдельных впадинах, развитых главным образом западнее Талассо-Ферганского разлома.

С позднего олигоцена тектоническая обстановка на Тянь-Шане начинает быстро меняться. Об этом свидетельствуют отложения массагетской серии (верхний олигоцен — нижний миоцен), представленной резко изменчивыми в мощности (от 30—40 м до 2—2,5 км) континентальными красноцветными глинами и песчаниками, накапливавшимися во впадинах горного рельефа: Иссык-Кульской, Нарынской, Ферганской и других (рис. 64). Дифференцированные тектонические движения особенно усилились во второй половине неогенового периода. В это время, а также и в четвертичный период, в условиях высокогорного резко расчлененного рельефа, в межгорных впадинах формировались континентальные молассы бактрийской серии, сложенной конгломератами, песчаниками, реже загипсованными глинами мощностью до 6 км (рис. 65). К востоку от Талассо-Ферганского разлома мощность бактрийской серии уменьшается, но в разрезе преобладают конгломераты.

Таким образом, после периода тектонического покоя Тянь-Шань оказался вовлеченным в неогене в процесс горообразования, который проявился весьма мощно и широко также на Памире, в Куньлуне и в Гималаях. Иными словами, своеобразная тектоническая активизация охватила совершенно различные в геологическом отношении области, испытавшие разновременную консолидацию. Размах дифференцированных движений был огромный, причем больше на западе. Орогенные отложения, выполняющие впадины, в позднем плиоцене — плейстоцене были довольно энергично дислоцированы, особенно у бортов впадин. Следовательно, величайшие горные сооружения Тянь-Шаня возникли в результате процессов сводово-глыбовых поднятий, после длительного периода тектонического покоя в течение мезозоя и половины кайнозоя.

Таджикская впадина. Между Гиссарским хребтом Южного Тянь-Шаня и Дарвазским хребтом Памира находится горная страна, образованная веерообразно расходящимися с северо-востока хребтами: Бабатагским, Актауским, Каратегинским, Вахшским и другими с высотами около 2 км. Между довольно узкими хребтами находятся широкие плоские долины рек Сурхандарьи, Вахша и других. Вся эта область, сложенная мощнейшей толщей мезозойских и кайнозойских

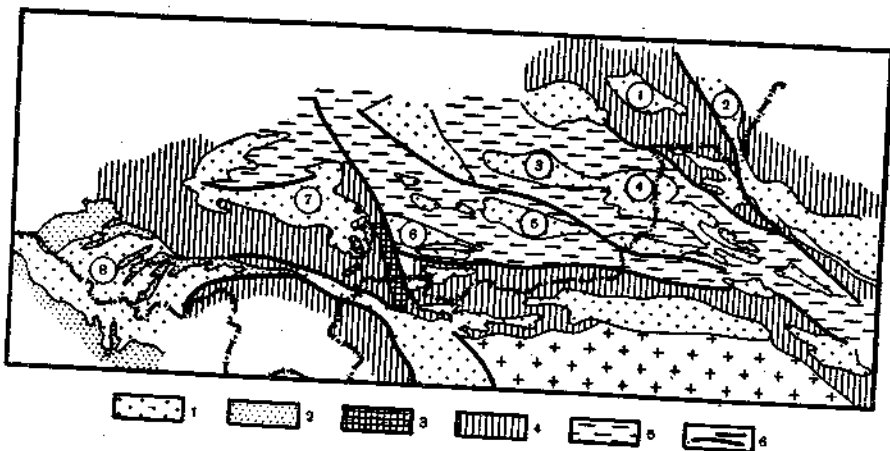


Рис. 64. Схема расположения межгорных впадин Тянь-Шаня (по В. А. Бушу, Л. Б. Вонгазу и др., с упрощением): 1 — неогеновые и четвертичные отложения (орогенный комплекс); 2 — мезозойские и палеогеновые отложения (субплатформенный комплекс); 3 — юрские отложения, выполняющие грабенообразный прогиб; 4 — герциниды; 5 — каледониды; 6 — разломы. Цифры в кружках обозначают основные впадины: 1 — Саркандская, 2 — Алакульская, 3 — Западно-Илийская, 4 — Восточно-Илийская, 5 — Иссыккульская, 6 — Нарынская, 7 — Ферганская, 8 — Таджикская

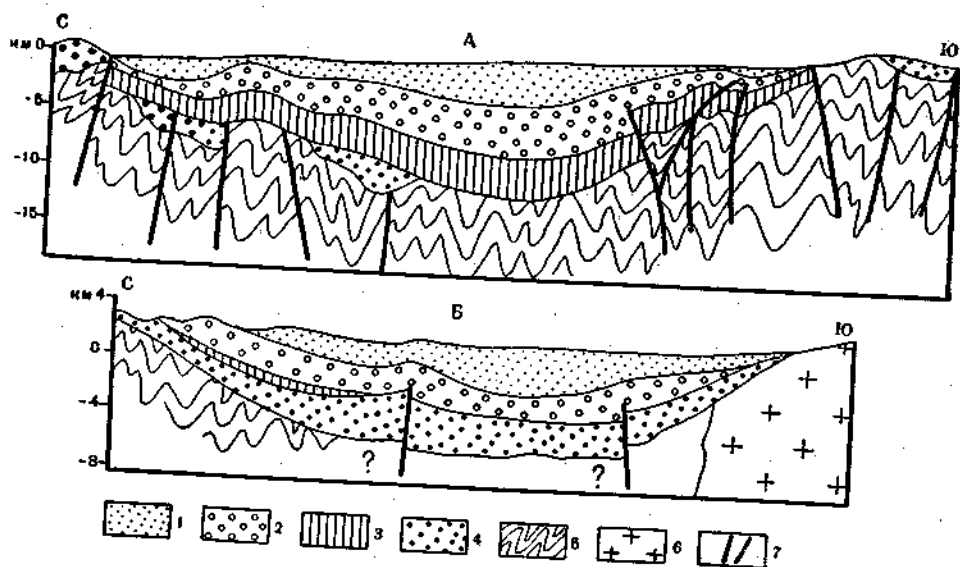


Рис. 65. Схематические геологические профили Ферганской (А) и Иссык-Кульской (Б) впадин (по В. А. Бушу, Л. Б. Вонгазу и др.): 1 — плиоценовые и четвертичные грубообломочные отложения бактрийской серии; 2 — миоценовые тонкообломочные отложения массагетской серии; 3 — палеогеновые и мезозойские платформенные отложения; 4 — нижнепермские грубообломочные отложения (варисийский орогенный комплекс); 5 — герцинский геосинклинальный складчатый комплекс; 6 — каледонские гранитные интрузии; 7 — разломы

отложений, известна в геологической литературе под названием Таджикской впадины (рис. 66).

В ее строении отчетливо выделяются три главных комплекса. Первый комплекс — фундамент, обнажающийся по северной периферии

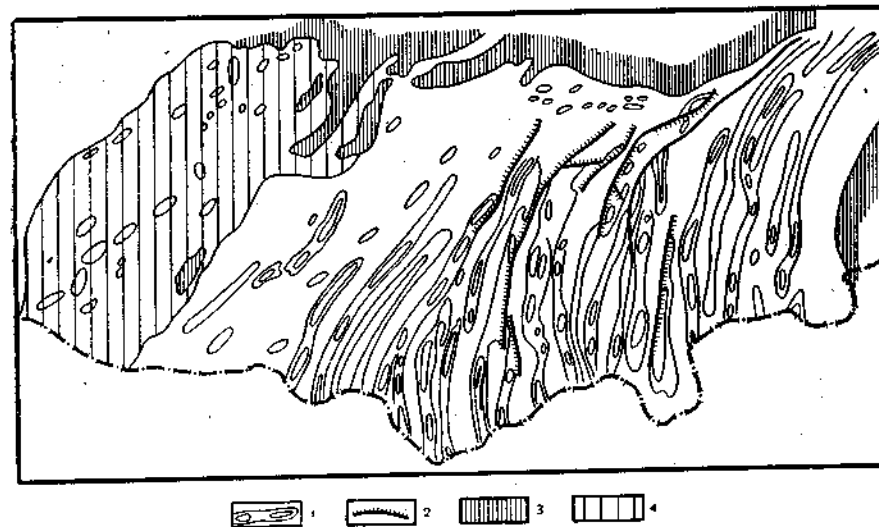


Рис. 66. Схема строения Таджикской впадины (по М. Л. Белеловскому и др., с упрощением):

1 — контуры антиклинальных систем и локальных антиклиналей; 2 — основные флексуры; 3 — выходы на поверхность домезозойских образований; 4 — домезозойское складчатое основание юго-западного Гиссара

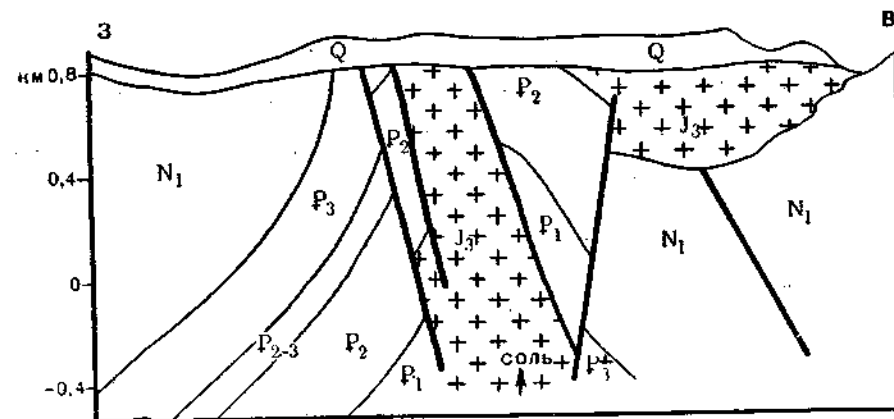


Рис. 67. Соляная структура в Таджикской впадине, Южный Пушюн (по М. Л. Белеловскому и др.)

впадины и сложенный породами от докембрия до нижней перми. Вторым комплексом включает отложения от верхнего триаса до палеогена мощностью до 4 км в южных районах. Третий комплекс представлен толщей неогеновых и четвертичных отложений (до 8—9 км), среди



которых преобладают грубые красноцветные континентальные отложения.

Фундамент обнажается на поверхность только в пределах Каратегинского поднятия и был описан выше.

Средний комплекс представлен морскими, лагунными и континентальными отложениями юры, мела и палеогена общей мощностью от 1,5 км на севере до 4 км на юге. Нижняя и средняя юра сложена морскими терригенными и континентальными, местами угленосными, а также карбонатными породами. Важно подчеркнуть широкое развитие верхнеюрской соленосной толщи мощностью почти до 1 км, которая сложена пластами соли, гипсами, ангидритами и глинами (рис. 67). Меловые отложения сложены морскими терригенными и карбонатными отложениями, а в центре и на востоке впадины — почти исключительно континентальными красноцветами. Палеогеновые отложения развиты на обширных пространствах и хорошо коррелируются с разрезами Ферганской впадины. Особенность осадконакопления в палеогене заключалась в последовательном отступании морского бассейна вплоть до позднего олигоцена в южном направлении, когда вся территория осушилась. Поэтому с севера на юг и с востока на запад происходит смена континентальных отложений на прибрежные, а затем и на морские.

Неогеновые отложения, слагающие верхний комплекс, представлены молассовой толщей грубых конгломератов, песчаников, глин, часто красноцветных и загипсованных. Четвертичные конгломераты, глины и пески развиты в крупных речных долинах.

В течение мезозойского и палеогенового времени на территории Таджикской впадины располагался своеобразный платформенный прогиб, в котором, по данным Я. А. Беккера, начиная с раннего мела намечались зоны относительных погружений и поднятий, развивавшихся и дальше как конседиментационные структуры северо-восточного простирания. В раннем миоцене контрастность тектонических движений намного возросла. Рост конседиментационных складок резко усилился в среднем и позднем миоцене, когда отдельные складки начали сливаться в системы поднятий и в плиоцене структуры уже имели вид, близкий к современному. От Гиссарского и Дарвазского горно-складчатых сооружений Таджикская впадина отделяется зонами разломов, которые к востоку сливаются в Каракульский тектонический шов, отделяющий Северный Памир от складчатых структур Алайского хребта. К этому шву приурочена узкая Памиро-Алайская зона, выполненная отложениями триаса, юры и мела, смятыми в кайнозой в складки. На структуры этой зоны надвинута зона Северного Памира. Каракульский шов сейсмоактивен в настоящее время.

В пределах Таджикской впадины выделяются крупные поднятия (Кафирниганское и Вахшское) и два прогиба (Сурханский и Кулябский). Первое поднятие состоит из опрокинутых и надвинутых к юго-востоку складок (рис. 68). Местами, например в Вахшском поднятии, наблюдается чешуйчатое строение с амплитудой перемещения по надвигам до 7 км.

Важную роль в образовании складчатой структуры Таджикской впадины играют соленосные толщи верхней юры, образующие диапировые и диапироидные складки. В структуре надсолевого и подсолевого комплексов наблюдается известная дисгармония, но ведущая роль принадлежит глыбовым движениям фундамента. Складки, сформировавшиеся к среднему плиоцену, позднее были подвергнуты сильному сжатию, в результате которого общая структура намного усложнилась.

Кровля консолидированного фундамента в Таджикской впадине, по геофизическим данным, находится на глубинах более 7—12 км, при этом под антиклинальными структурами устанавливаются горстообразные поднятия фундамента (—6—7 км), а под синклинальными — опускания (—8—10 км).

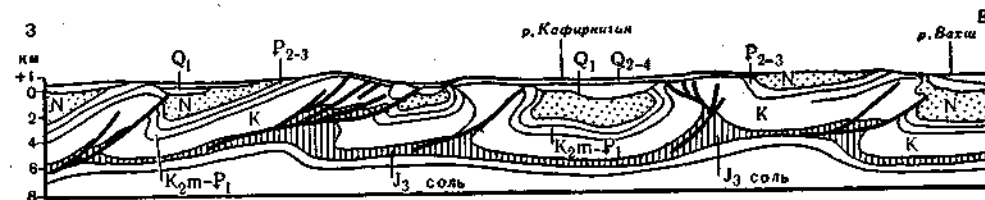


Рис. 68. Широтный профиль через южную часть Кафирниганского антиклинория, Таджикская депрессия (по С. А. Захарову и А. П. Молчанову)

**Выводы.** В пределах Казахского нагорья и Тянь-Шаня отчетливо выделяются каледонские и герцинские складчатые сооружения. Первые, сформировавшиеся от позднего ордовика до позднего силура, в герцинский этап развития играли роль стабильного массива по отношению к окружающим его геосинклиналям. В краевых зонах этого массива под протяженными глубинными разломами в средне- и позднепалеозойское время формировались вулканические пояса. Если палеозойская история рассматриваемого региона в целом достаточно ясна, то для докембрийского времени еще много спорных и нерешенных вопросов. Одна из проблем, в частности, заключается в выяснении прерывистости или непрерывности геосинклинального процесса от глубокого докембрия и до палеозоя включительно. Многие геологи, например Н. С. Шатский, П. Н. Кропоткин, В. Ф. Беспалов и другие, высказывали мысль о том, что в докембрии и раннем палеозое на территории Казахстана имело место сквозное геосинклинальное развитие, в течение которого хотя и проявлялись эпохи складчатости, но они были весьма кратковременны и не прекращали геосинклинального режима. В. Е. Хаин предполагает наличие байкальского складчатого основания (фундамента) у палеозойских складчатых областей.

Другие исследователи Казахстана — Н. Г. Кассин, Е. Д. Шлыгин и Н. М. Синецын — допускали возникновение (наложение) каледонских геосинклиналей на консолидированные, уже приобретшие тектоническую жесткость древние докембрийские массивы. Подобную точку зрения развивает Ю. А. Зайцев, по данным которого на рубеже 1100—1150 млн. лет в среднем рифее имела место складчатость, приведшая к превращению всей территории в платформу (?), на которой в течение длительного времени (250 млн. лет) накапливались однообразные толщи песчаников и песков, ныне представленные кварцитами. Но на рубеже около 800 млн. лет произошло взламывание этой платформы и заложение на ней геосинклиналей, продолжавших развиваться и в палеозойское время. Таким образом, в Казахстане, как полагает Ю. А. Зайцев, байкальская складчатость не проявилась.

По мнению Г. И. Макарычева, А. С. Перфильева, С. С. Шульца (мл.) и других исследователей, геосинклиналь Тянь-Шаня заложилась на «безгранитной» земной коре океанического типа, реликтами которой являются породы офиолитового комплекса, слагающие узкие зоны и обнаруженные на Тянь-Шане в последние годы. По мере эволюции геосинклиналей в течение длительного времени формировался гранит-

но-метаморфический слой. Подобный подход к вопросу о заложении геосинклиналей и их развития является новым и усиленно развивается многими геологами. Г. И. Макарычев полагает, что те участки геосинклиналей Тянь-Шаня, в которых становление гранитно-метаморфического слоя затягивалось, обладали наибольшей склонностью к образованию тектонических покровов. Этот процесс имел место в подводных (?) условиях в середине карбона. В результате шарьирования комплексы пород разных зон оказались лежащими друг на друге. Но в перми покровная структура оказалась вновь дислоцированной. Следует отметить, что такие взгляды на строение и структуру Тянь-Шаня, главным образом герцинского, разделяются не всеми геологами.

В пределах каледонид Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня с запада на восток наблюдается возрастание в геологическом разрезе роли вулканогенных образований. Особенно насыщены ими кембрийские и ордовикские отложения северо-востока Казахстана. Однако провести четкую границу между геосинклинальными прогибами разного типа затруднительно, ибо эта смена происходит постепенно. Складчатость в позднем ордовике — силуре и последовавшее вслед за складчатостью горообразование фиксируются грубыми красноцветными отложениями позднего силура, накапливавшимися в межгорных впадинах.

На каледонском фундаменте несогласно залегает герцинский комплекс, представленный в низах терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями (нижний-верхний девон), в середине — однообразными карбонатными толщами (поздний девон — низы раннего карбона), а в верхах — красноцветными, пестроцветными, частично соленосными отложениями. За исключением карбонатных пород, свидетельствующих о выравнивании тектонических условий на обширной площади, все остальные молассовые толщи указывают на расчлененный горный рельеф. Отложения герцинского комплекса на каледонском фундаменте подверглись главным образом глыбовым дислокациям, являвшимся отзвуком движений, происходивших в соседних герцинских геосинклиналях, в которых орогенная стадия началась в середине карбона.

В герцинидах Джунгаро-Балхашской области не устанавливается сильных каледонских движений, раннегеосинклинальный магматизм практически отсутствует, но очень широко развит орогенный вулканизм. Складчатость в этом регионе мигрировала с северо-запада на юго-восток. В герцинидах Казахского нагорья геосинклинальное развитие дольше всего затянулось в Иртыш-Зайсанской зоне, которая, по мнению Л. П. Зоненшайна, играет роль осевой зоны в пределах всего Урало-Монгольского палеозойского пояса.

К югу от каледонского Северного Тянь-Шаня располагается Срединный Тянь-Шань (Чаткало-Нарынская зона, по некоторым авторам), являющийся переходной зоной к Южному, герцинскому Тянь-Шаню. В силу его «переходного», «промежуточного» характера он часто относится либо к каледонидам, либо к ранним герцинидам. Южный Тянь-Шань испытывал геосинклинальное развитие с силура до среднего карбона. В позднем палеозое все геосинклинали, окружавшие эпикаледонский массив, подверглись складчатости и испытали поднятия, на что указывает широкое развитие грубообломочных толщ пород. Во многих местах процессы орогенеза сопровождались мощным наземным вулканизмом. Таким образом, в палеозоиде рассматриваемого региона отчетливо проявляются собственно геосинклинальный и орогенный этапы, конкретное выражение которых в разных областях или даже в пределах разных районов одной области может отличаться, но в целом они обособливаются достаточно определенно.

Начиная с раннего мезозоя в пределах Казахского нагорья и Тянь-Шаня произошла окончательная стабилизация структур, тектоническая активность резко упала и по существу образовалась молодая платформа, но сплошного платформенного чехла не существовало, так как преобладала тенденция к поднятию. В течение мезозоя и палеогенового периода на всей этой огромной территории в условиях очень слабых то несколько усиливающихся, то затухающих, но в целом дифференцированных движений накапливались маломощные континентальные, лагунные и мелководно-морские отложения.

Контрастность тектонических движений временно усиливалась в юрское время, когда в условиях умеренно влажного климата в ряде озерных бассейнов формировались угленосные толщи, а по разломам, сопровождавшим прогибание впадин, даже изливались кислые лавы и выжимались мелкие экструзии. В течение мела и палеогена неустойчивый тектонический режим в западных районах Тянь-Шаня приводил к частой смене трансгрессий регрессиями.

В позднем палеозое в пределах Тянь-Шаня тектонические движения стали все больше активизироваться, начал формироваться расчлененный горный рельеф. В позднем миоцене процесс воздымания резко усилился, но особенно он увеличился начиная с позднего плиоцена. В результате всех этих позднекайнозойских движений была создана современная высокогорная страна с вершинами почти до 8 км. Размах тектонических движений за это время превысил 15 км, причем основные перемещения блоков земной коры происходили по зонам крупных разломов, частью унаследованным, но местами новообразованным. В результате грандиозных глыбовых поднятий отложения мезозоя и кайнозоя оказались сильно дислоцированными вблизи разрывов.

Таким образом, территория, существовавшая на месте современного Тянь-Шаня в мезозое и кайнозое, в новейшее время оказалась энергично активизированной, как, впрочем, и вся Центральная Азия, где образовались грандиозные плато и горные хребты Памира, Тибета, Куньлуня и Гималаев. Причины подобной активизации еще далеко не ясны, но скорее всего они обусловлены процессами, происходящими в верхней мантии. Территория Казахского нагорья в неогенное и четвертичное время испытала лишь крайне незначительное, но также дифференцированное поднятие.

#### Полезные ископаемые

Территория Казахского нагорья и Тянь-Шаня исключительно богата разнообразными месторождениями как рудных, так и нерудных полезных ископаемых. Месторождения характеризуются большим разнообразием не только по своим типам, но также и по возрасту.

**Эндегенные месторождения. Полиметаллы.** Залежи свинца и цинка известны в Казахстане и на Тянь-Шане и по типу относятся к скарновым и гидротермальным. В Казахстане они приурочены к девонским гранитоидам (Гульшад в Прибалхашье, Карагайлы в Успенской зоне смятия) и верхнепалеозойским гранитам. Гидротермальные месторождения Северного Тянь-Шаня (Карамазар, Ачисай и другие) связаны с докембрийскими, средне- и позднепалеозойскими гранитами.

**Редкометалльные месторождения** (вольфрам, молибден) широко распространены. Попутно из руд извлекаются олово, медь и другие металлы. В Казахстане много месторождений, связанных с грейзенами

и внедрением позднепалеозойских интрузий. К ним относятся кварц-молибденитовые и кварц-вольфрамитовые месторождения (Восточный Коунрад). Такого же типа залежи известны и на Тянь-Шане, где со среднепалеозойскими гранитами ассоциируют кварцевые и пегматитовые жилы с молибденитом и оловом. Скарновые молибден-вольфрамовые месторождения Южного Тянь-Шаня тесно связаны с гранитами среднего (Лянгар) и позднего палеозоя (Чорух-Дайрон).

**Медь.** Месторождения меди в Казахстане принадлежат к различным типам. В Прибалхашье уже давно разрабатывается огромная залежь прожилково-вкрапленных или медно-порфировых руд во вторичных кварцитах, развившихся при гидротермальном изменении среднепалеозойских гранитных интрузий (Коунрад). Такого же типа месторождения известны на северо-востоке Казахстана (Боше-Куль) и в Кураминском хребте Тянь-Шаня (Алмалык). Другой тип месторождений, представленный медистыми песчаниками, имеется в Джекзагане, где минералы меди, а также свинца, серебра и цинка образуют прослой и линзовидные залежи в осадочных верхнепалеозойских отложениях. Генезис этого месторождения считается гидротермальным, хотя допускается и его осадочное происхождение. К третьему типу медных залежей относятся скарновые, в которых вместе с медью извлекают железо, свинец, цинк, кобальт, часто даже подавляющие медные минералы. Такие залежи развиты в Успенской зоне смятия (Карагайлы), в Прибалхашье (Саяк) и в других местах. Месторождения меди в Казахстане играют важнейшую роль в народном хозяйстве СССР.

**Железо.** Залежи железных руд в Казахстане связаны с докембрийскими железистыми кварцитами (Карсакпай в районе Улутау), со скарнами (Уштобе, Кентобе), а метасоматические месторождения железных руд известны в нижнекаменноугольных отложениях недалеко от Караганды (Атасу).

**Золото.** Месторождения золота и других минералов — цинка, свинца и т. д. — распространены в Казахстане и особенно в Тянь-Шане. На севере Казахстана широко известно колчеданное золото — полиметаллическое Степнякское месторождение, связанное с раннепалеозойскими гранитами. Силурийские гранитоиды в пределах Северного Тянь-Шаня образовали золоторудные проявления незначительного масштаба. А с герцинскими гранитными интрузиями, главным образом среднекаменноугольными, связаны месторождения золота Южного Тянь-Шаня. В долине р. Зеравшан находится месторождение золота — Мурунтау, связанное с докембрийскими породами.

**Ртуть и сурьма.** Сурьмяные, ртутные и сурьмяно-ртутные низкотемпературные месторождения, локализующиеся главным образом в палеозойских известняках, образуют в Южном Тянь-Шане Туркестано-Алайский сурьмяно-ртутный пояс. Кроме этих имеется множество других месторождений, например мышьяка, полиметаллов, висмута, сидеритов и другие.

**Экзогенные месторождения. Каменный уголь.** Крупнейшие залежи угля известны в Карагадинском бассейне, где они приурочены к верхам нижнего карбона. Менее мощные угли этого же возраста развиты в районе Экибастуза и Тенизской впадины. Месторождения бурого угля в Казахстане приурочены к юрским континентальным толщам (Караганда, Байконур, Майкюбен). Очень много месторождений углей на Тянь-Шане и самые крупные из них связаны с юрскими отложениями Ферганской впадины (Ангренское, Узгенское и другие).

**Фосфориты.** Крупнейшие месторождения пластовых фосфоритов расположены в хребтах Каратау и в Улутау, где они приурочены к

карбонатным отложениям кембрия. В кремнисто-глинистых отложениях кембрийской системы в Каратау известны месторождения ванадия.

**Марганец.** В Казахском нагорье довольно широко распространены осадочно-эксталяционные месторождения марганца. Все они приурочены к верхам девонских — низам каменноугольных карбонатных отложений и образуют пластовые залежи (Караджал, Джезды и другие).

**Нефть.** Месторождения нефти известны в палеогеновых отложениях Ферганской и в ряде районов Таджикской впадин.

**Каменная и калийная соли.** Месторождения соли находятся в Таджикской впадине, где они приурочены к верхнеюрским отложениям. Каменная соль распространена на юге впадины, а крупные залежи калийных солей известны в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Гаурдахское месторождение).

### Геофизическая характеристика и глубинное строение

Огромная территория Казахского нагорья, Северного и Южного Тянь-Шаня в геофизическом отношении изучена весьма неравномерно и характеризуется резкими различиями глубинного строения, поэтому рассматривать эти два региона лучше отдельно.

#### КАЗАХСКОЕ НАГОРЬЕ

Казахское нагорье обладает очень сложными гравитационным и магнитным аномальными полями, часто толкуемыми противоречиво. По данным Р. А. Эйдлина, Ф. С. Моисеевко и многих других, геофизическая характеристика этого региона выглядит следующим образом.

**Гравитационное поле** обладает линейным и линейно-мозаичным строением, причем наблюдается довольно быстрая смена ориентировки величины и знака аномалий. В каледонской складчатой зоне присутствуют мозаичное и линейное поля, свидетельствующие, по-видимому, о глыбовой природе фундамента. По периферии этого региона фиксируются довольно значительные гравитационные ступени, в частности на западе, в районе Тургайской впадины, где каледониды сочленяются с погребенными герцинидами Урала и где располагается вулканический пояс раннекаменноугольного времени (Валерьяновская зона).

Южнее девонского краевого вулканического пояса, т. е. в области герцинской складчатости (Токрауская впадина), прослеживается выразительный гравитационный минимум, сменяющийся резким максимумом в Южном Прибалхашье; Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий характеризуется относительно повышенными гравитационными значениями с узким максимумом примерно вдоль его оси. Наложенные впадины (Тенизская, Джекказганская, Карагадинская) также обладают повышенными значениями гравитационных, а Улутауский антиклинорий — пониженными. По мнению Н. А. Беляевского, такой характер аномалий силы тяжести можно объяснить, допуская плотностные неоднородности в верхней мантии.

**Магнитное поле** отличается сравнительно спокойным, но неоднородным характером. Отчетливыми положительными аномалиями фиксируются области развития вулканических пород: краевой вулканический пояс на всем его протяжении, участки развития гипербазитов, а также Джекказганская и Тенизская впадины. Во всех остальных районах магнитное поле не возмущено и в целом понижено.

Глубинное строение региона выявляется на основании данных интерпретации гравитационного поля и материалов ГСЗ. Мощность земной коры в пределах Казахского нагорья варьирует от 30—35 до 45—55 км. Наименьшие глубины до поверхности М отмечены в районе Джезказганской и Карагандинской впадин (30 км) и в Улутауском антиклинории (40 км). Наибольшая мощность коры зафиксирована в районе гравитационного минимума, в Токрауской впадине (52—54 км), в Кокчетавском массиве и антиклинории Еременьтау (50—53 км), в Джунгарском Алатау (до 55 км). В пределах широтной ветви краевого вулканического пояса устанавливается некоторый подъем поверхности М и увеличение мощности базальтового слоя, как и в Южном Прибалхашье.

Поверхность М в общем плавно погружается в южном направлении, в сторону Северного Тянь-Шаня. Но на этом фоне вырисовываются отдельные прогибы и поднятия северо-восточного простирания. Уменьшение мощности земной коры отвечает районам наиболее древней консолидации на территории Центрального Казахстана, но аномальным выглядит большая мощность коры (до 53 км) в Кокчетавском массиве. Зоны крупных и протяженных глубинных разломов, таких, как Центрально-Казахстанский, Чингизский, Успенский и другие, прослеживаются явно ниже поверхности М. Разница в отметках ее уровня вдоль зон этих разломов достигает 5—10 км.

Внутреннее строение земной коры обладает сильной изменчивостью и в целом слоисто. Условно могут быть выделены базальтовый и гранитно-метаморфический слои, однако не везде их обособление достаточно резко. Местами наблюдается переходный «диоритовый» слой со скоростями продольных волн 6,1—6,6 км/с и мощностью до 5—6 км. Поверхность К выглядит нечетко и представляется в виде «слоя» некоторой мощности, в котором происходит смена значений физических параметров.

#### ТЯНЬ-ШАНЬ

Мощные горные сооружения Тянь-Шаня характеризуются чрезвычайно специфическими геофизическими полями и глубинным строением земной коры. Поскольку глубинное строение Тянь-Шаня тесно связано с Памиром, то последний частично будет рассмотрен в этом разделе. Геофизической характеристике данного региона посвящены труды многих ученых, в первую очередь Г. А. Гамбурцева, Л. С. Вейцмана, И. П. Косминской, В. Н. Крестникова, И. Н. Нерсесова, И. С. Вольвовского, А. А. Борисова, В. В. Федынского и многих других.

Гравитационное поле Памиро-Тянь-Шаньского региона в целом отрицательно, однако увеличение отрицательных аномалий происходит постепенно с севера на юг, достигая огромных величин в Южном Тянь-Шане и на Памире. Отрицательными аномалиями во всех редукциях характеризуются все структурные элементы этого района — и впадины и поднятия. Важной особенностью гравитационного аномального поля Тянь-Шаня и Памира являются четко выраженные гравитационные ступени, которым свойственны большие градиенты аномалий силы тяжести. Эти ступени фиксируют собой изменение либо мощности земной коры, либо отдельных слоев внутри нее и отвечают крупнейшим глубинным швам или разломам. Одна из таких ступеней хорошо очерчивает горные сооружения Тянь-Шаня вблизи их северного подножия и на западе, по-видимому, пересекает поверхностные структуры палеозойских складчатых областей в Кызылкумах. К северу от этой гравитационной ступени аномальное поле характеризуется как положительными, так и отрицательными значениями, а к югу — только отрицательными.

Магнитное поле Тянь-Шаня и Памира имеет слабо отрицательный фон и довольно невыразительный рисунок. Но все же фиксируются чередующиеся зоны с положительными и отрицательными значениями, интенсивностью в первые сотни гамм, причем полосовидные аномалии, согласные с простираниями структур в пределах высокогорной области, переходят и на равнинные участки Туранской плиты. Структурный план, созданный неогеновыми и четвертичными тектоническими движениями, не находит выражения в аномальном магнитном поле, что должно объясняться слабой переработкой земной коры и отсутствием основного магматизма. Но в то же время структуры, созданные палеозойскими движениями в магнитном поле, отображаются довольно четко.

Глубинное строение. В настоящее время имеются данные ГСЗ, на основании которых можно судить о мощности земной коры в пределах Тянь-Шаня. Каледониды Северного Тянь-Шаня характеризуются залеганием поверхности М на глубине >50 км, при этом мощность гранитного слоя достигает 30 км. Зона разломов, проходящая по северному подножию Тянь-Шаня, смещает поверхность М на несколько километров. Под Средним, или Центральным, Тянь-Шанем мощность земной коры равняется 40—45 км, но в Чаткальском хребте превышает 50 км. Любопытно, что базальтовый слой в этих районах имеет мощность всего лишь в 15—17 км. Южный, герцинский Тянь-Шань характеризуется наибольшей мощностью земной коры (60—65 км), но на долю базальтового слоя приходится 35—40 км, почти в два раза больше, чем в Центральном Тянь-Шане. Вдоль структурно-фациальных зон наблюдаются перепады поверхности М в первые километры.

Крупные межгорные впадины обладают различным глубинным строением. Особенный интерес в этом отношении представляет Ферганская впадина с мощностью осадочных пород не менее 10—12 км. Интерпретация относительно пониженного гравитационного поля и данных ГСЗ показывает прогиб поверхности М (до —50—52 км) под центральной частью впадины. В то же время к краям впадины она поднимается на 5—10 км, где образует узкие выступы над разломами, ограничивающими впадину. Точно так же ведет себя и поверхность Конрада. Иными словами, окружающие впадину хребты имеют как бы «антикорни». Под другими же кайнозойскими впадинами в глубинном строении коры не происходит изменений. Под Иссык-Кульской впадиной мощность коры достигает 50 км. Таджикская впадина, наоборот, характеризуется подъемом поверхности М в ее центре, где она располагается на глубинах 35—38 км. К северу поверхность М опускается до —42—45, а к югу — до —56 км.

Таким образом, мощность земной коры Центрального Тянь-Шаня наименьшая. Она увеличивается на Северном Тянь-Шане, но максимальных значений достигает в Южном Тянь-Шане. Следует подчеркнуть неоднородность, расслоенность верхней мантии в этом регионе до глубин в 80—90 км.

#### ТУРАНСКАЯ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛИТА

В Закаспии располагается огромная эпипалеозойская Туранская плита площадью более 2 млн. км<sup>2</sup>, ограниченная на северо-западе Восточно-Европейской платформой, на севере — герцинскими сооружениями Южного Урала, на востоке — палеозоидами Казахского нагорья,

а на юго-востоке — горными цепями Тянь-Шаня, отдельные ветви которого глубоко проникают внутрь плиты. Туранская плита с юга обрамляется альпийским складчатым сооружением Копетдага, а на западе она скрывается под водами Северного Каспия и далее смыкается со Скифской плитой. Молодая Туранская плита сформировалась в пределах двух складчатых поясов: Урало-Монгольского и Альпийско-Средиземноморского. Закрытая с поверхности чехлом неогеновых и четвертичных отложений Туранская плита, благодаря огромному объему геологических, геофизических и буровых работ, проведенных за последние 20 лет, изучена достаточно полно. Интерес к ней определялся в первую очередь открытием крупнейших месторождений газа в Северной Туркмении и Западном Узбекистане и нефти на Мангышлаке.

Геологическому строению Туранской плиты посвящено огромное количество работ, среди авторов которых можно отметить А. А. Бакирова, Р. Г. Гарецкого, Г. И. Амурского, Г. Х. Дикенштейна, А. Е. Шле-

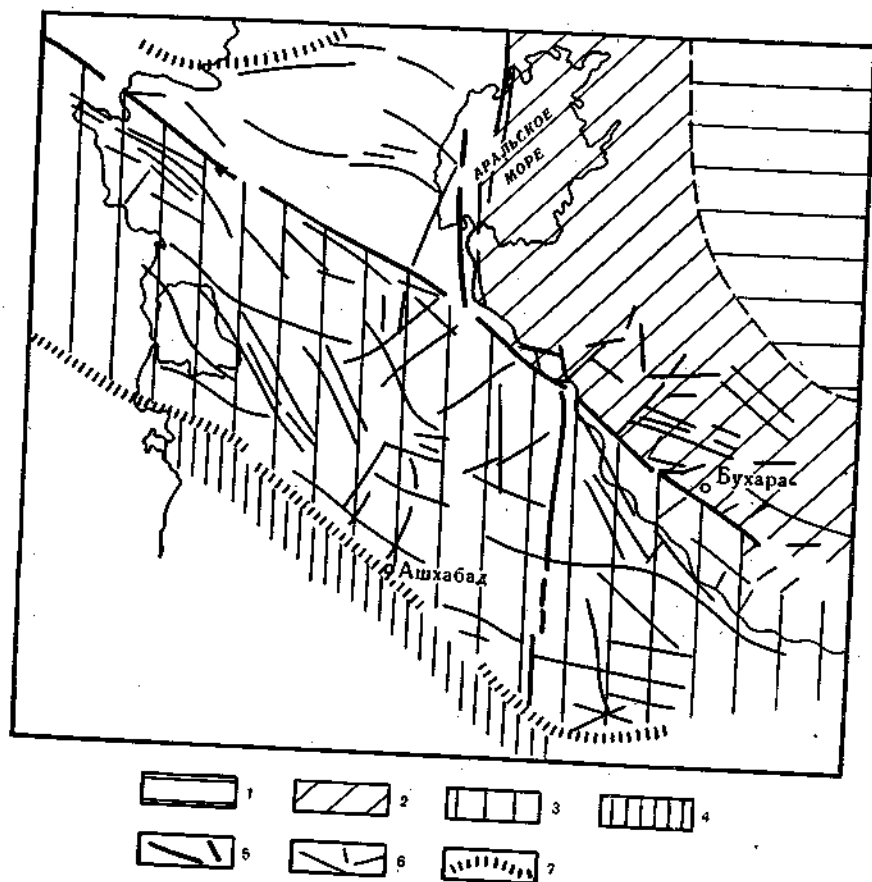


Рис. 69. Схема районирования фундамента Туранской плиты (разломы по данным А. А. Бакирова и др.):  
1-3 — возраст фундамента: 1 — каледонский, 2, 3 — герцинский, зоны: 2 — северо-восточная; 3 — юго-западная; 4 — альпиды; 5 — крупные зоны разломов; 6 — прочие разломы; 7 — краевые тектонические швы

зингера, Б. А. Петрушевского, В. И. Шрайбмана, Н. А. Крылова и многих других.

Как и любая плита, Туранская состоит из двух структурных этажей. Нижний — фундамент — складывается палеозойскими и докембрийскими (рифейскими) отложениями, испытавшими складчатость в разное время. На северо-востоке плиты ее фундамент обладает каледон-

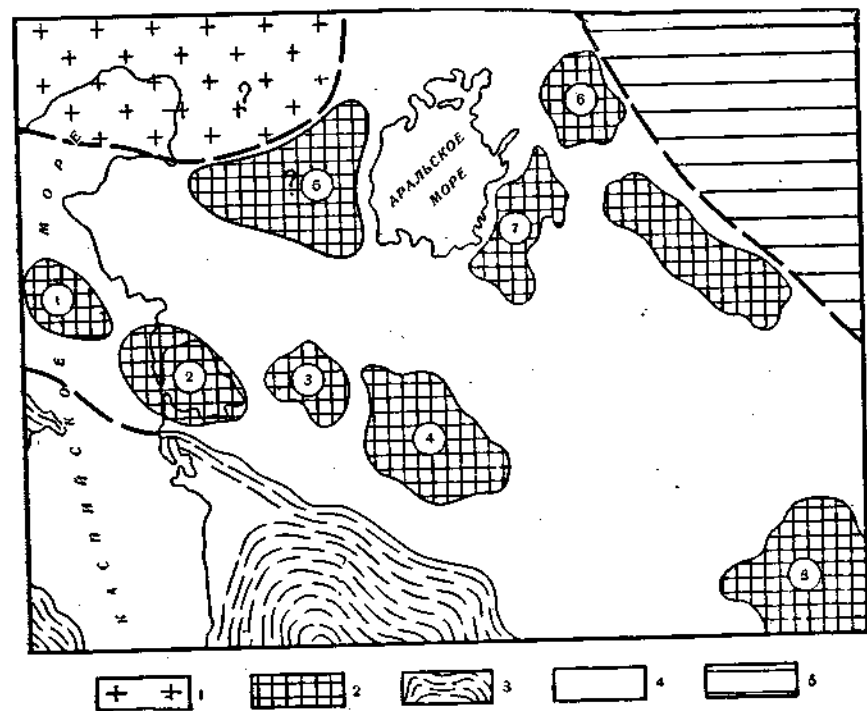


Рис. 70. Срединные массивы байкальской (?) консолидации в пределах фундамента Туранской плиты (по А. А. Бакирову, Н. А. Крылову и др.):  
1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — срединные массивы; 3 — альпиды; 4 — герциниды; 5 — каледониды. Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 — Средне-Каспийский; 2 — Карабогазский; 3 — Ассакеауданский; 4 — Центрально-Каракумский; 5 — Северо-Устьюртский; 6 — Нижне-Сырдарьинский; 7 — Бельтауский; 8 — Афгано-Таджикский

ским возрастом, на остальной, большей части — герцинским. В свою очередь, герцинский фундамент подразделяется на две зоны: северо-восточную и юго-западную, находящуюся уже в пределах Альпийско-Средиземноморского пояса (рис. 69). Для всех разновозрастных зон фундамента плиты очень характерны массивы древней консолидации, которые занимают более 30% всей территории (рис. 70). Складчатые зоны как бы «обтекают» эти жесткие ядра, приспособляясь к ним.

Верхний этаж — платформенный чехол — начал формироваться в юрское, местами в триасовое время и достигает в наиболее глубоких впадинах мощности 14—16 км. На поднятиях чехол либо отсутствует, либо не превышает первых сотен метров.

На Туранской плите широко распространен своеобразный комплекс отложений пермо-триаса, который одними исследователями вклю-

чается в состав фундамента (моласса), другими относится к чехлу, а третьими выделяется в самостоятельный, «промежуточный» комплекс, залегающий в грабенообразных впадинах. Платформенный чехол в одних местах залегает горизонтально, а в других довольно сильно смят, в связи с чем образуются целые пояса характерных платформенных складок.

### Тектоническое районирование

Туранская плита подразделяется широтной системой разломов — Бухарской ступенью (Мангышлакско-Гиссарским разломом) — на две

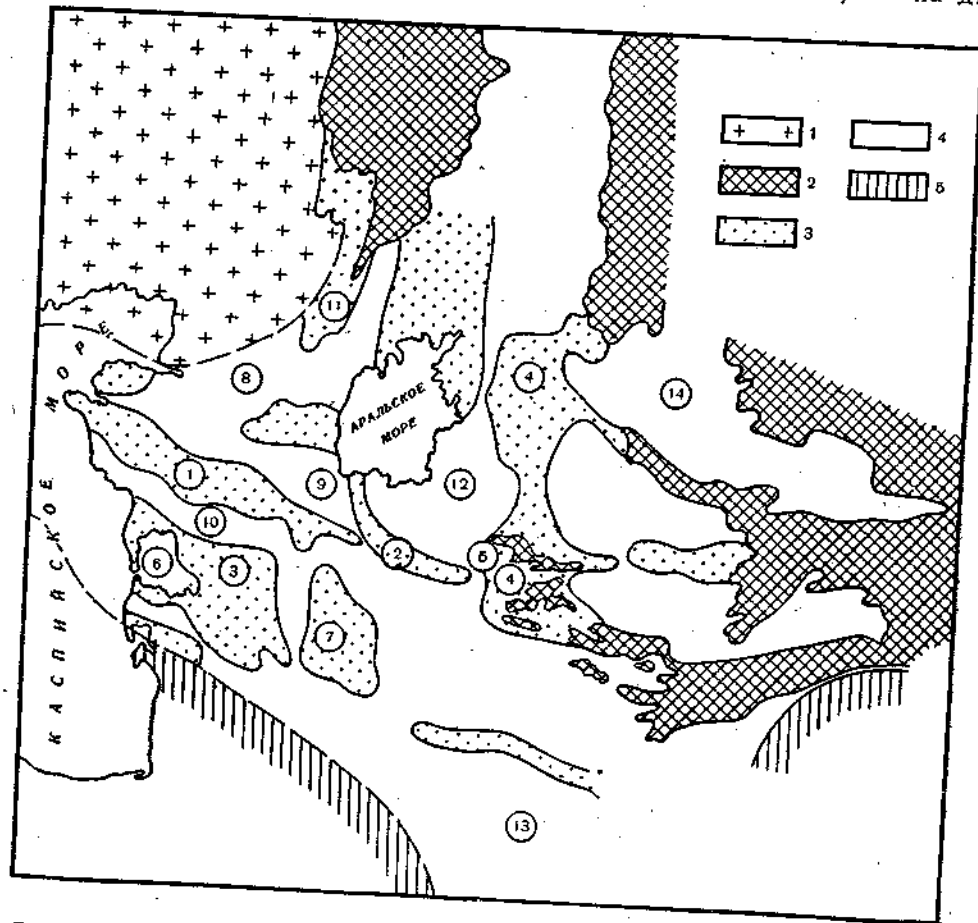


Рис. 71. Схема расположения основных структур Туранской плиты (по Р. Г. Гарецкому): 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — выступы палеозойского складчатого основания на поверхность; 3 — положительные структуры; 4 — отрицательные структуры; 5 — альпиды. Цифры в кружках обозначают основные структуры (см. в тексте)

части: северо-восточную с каледонским и, возможно, раннегерцинским фундаментом, относительно приподнятую, и юго-западную с герцинским фундаментом, относительно опущенную, принадлежащую уже Альпийско-Средиземноморскому поясу. В последней в пределах сводов

и поднятий фундамент залегает на глубинах 0,5—3 км, а во впадинах — 6—14 км, в Мургабской впадине даже опускается до 16 км. На северо-востоке плиты глубина залегания фундамента на сводах не превышает 0,5—1 км, а во впадинах — 1—3 км.

В современном плане на Туранской плите выделяются положительные и отрицательные структурные элементы: поднятия и впадины (рис. 71). К первым из них относятся Мангышлакское (1), Нижне-Амударьинское (2), Туаркырское (3) поднятия и своды Нижне-Сырдарьинский (4), Центрально-Кызылкумский (5), Карабогазский (6), Центрально-Каракумский (7) и ряд других. В некоторых поднятиях обнажаются палеозойские породы фундамента (Султануиздаг, Букантау, Тамдытау, Нуратау). Отрицательные структуры выражены следующими впадинами: Северо-Устюртско-Челкарской (8), Барсакельмесской (9), Северо-Туркменской (10), Восточно-Уральской (11), Сырдарьинской (12), Мургабской (13), Чу-Сарысуйской (14) и другими.

### Геологическое строение

**Фундамент плиты.** Породы, слагающие нижний структурный этаж Туранской плиты, обнажены в пределах ее горного обрамления, а также вскрыты скважинами преимущественно в зонах поднятий.

Каледонский фундамент слагается геосинклинальными толщами докембрия, нижнего палеозоя, местами силура, на которых с резким несогласием залегают средне- и верхнепалеозойские отложения, вскрытые бурением в пределах Чу-Сарысуйской, а также в отдельных местах Сырдарьинской впадины и в Тургайской седловине. Девонские отложения изучены плохо, они обладают таким же характером, как и по периферии плиты в западной части Казахского нагорья. Послесилурийские отложения представлены вулканогенной толщей андезитов, дацитов и липаритов нижнего и частично среднего девона с пачками красноцветных песчаников и конгломератов (до 3 км) и средне-верхнедевонскими красноцветными песчано-конгломератовыми толщами (до 4 км). Верхи верхнего девона — низы карбона (фаменский — турнейский ярусы) слагаются как карбонатно-терригенными, иногда угленосными отложениями (до 4 км в отдельных впадинах), так и соленосной толщей, представленной гипсами, каменной солью ангидритами, песчаниками, которая развита в южной части Чу-Сарысуйской впадины. Выше по разрезу располагается пестроцветная песчано-конгломератовая толща (до 3,5 км) среднего карбона — перми, местами, например в Джекказганской впадине, замещающаяся соленосными отложениями.

Описанный выше мощный комплекс осадков девона — перми ничем не отличается от такового в пределах каледонид Казахского нагорья.

В пределах плиты с герцинским складчатым фундаментом в его составе выделяются различные отложения, обнажающиеся по окраинам плиты, а также во внутренних поднятиях. В западной части Тургайской седловины скважинами вскрыты погребенные структуры Восточного склона Урала, сложенные породами (от докембрийских до нижнекаменноугольных), разрезы которых очень похожи на уральские. Весьма характерно развитие в этом районе мощной толщи эффузивов (до 4 км) турнейского яруса (валерьяновская свита), фиксирующей собой глубокий шов в зоне сочленения каледонид Казахстана и герцинид Урала. Палеозойские отложения также вскрыты

скважинами и по южной периферии Мугоджар, а к юго-западу от них глубокими скважинами обнаружена 2-километровая толща конгломератов, сероцветных песчаников, аргиллитов и реже известняков верхнего девона — нижнего карбона (Южно-Эмбенский прогиб).

В пределах северо-восточной части плиты, в Кызылкумах, фундамент обнажается на поверхности и местами пройден скважинами во впадинах. Общая мощность палеозойских отложений достигает здесь 8 км. Нижний палеозой представлен кристаллическими сланцами, песчано-сланцевыми отложениями, кварцитами, мраморами, выше которых с несогласием залегают известняки и вулканогенно-осадочные толщи среднего палеозоя (до 5 км). Наибольшим распространением здесь пользуются терригенные флишеидные толщи нижнего силура, протягивающиеся от Туркестанского хребта до Султануиздага. Менее развиты песчано-сланцевые и карбонатные толщи верхнего силура и девона. На значительных площадях встречаются основные (спилито-диабазовые) и кислые (липарито-дацитовые) вулканогенные образования верхнего силура — среднего девона. Нижне- и среднекаменноугольные карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные отложения приурочены к двум полосам субмеридионального простирания. Очень широко в этой части плиты распространены позднекаменноугольные — раннепермские гранитоиды. В районе Султануиздага и гор Тамдытау обнаружены породы офиолитовой ассоциации: кремнисто-диабазовые, спилито-диабазовые толщи с телами серпентинизированных гипербазитов. Предполагается, что выходы этих пород являются частью грандиозного (1500 км) офиолитового пояса, продолжающегося на восток в предгорьях Алайского и Ферганского хребтов. В этих районах и в пределах Туранской плиты породы офиолитовой ассоциации находятся в сложных тектонических соотношениях, участвуя в строении покровных структур.

К югу от Бухарской ступени герцинский фундамент изучен намного хуже и вскрыт несколькими десятками скважин на Карабогазском и Центральном-Каракумском сводах, где он представлен гнейсами, интрузиями гранитоидов, кислыми и средними эффузивами карбона. Около Красноводска в Кубадагском поднятии обнажаются гранито-гнейсы и разнообразные эффузивы, которые, по данным определения абсолютного возраста, отвечают нижнему и среднему палеозою. По-видимому, большую роль в строении этих районов играют допалеозойские (байкальские?) массивы. Среднепалеозойские кремнистые сланцы и кварциты, прорванные габброидами, известны в пределах Туаркыра. Фундамент южной и юго-западной частей Туранской плиты сложен преимущественно доверхнедевонскими осадочными и вулканогенными в различной степени метаморфизованными образованиями, прорванными раннегерцинскими гранитными интрузиями. На этих образованиях несогласно залегают сероцветные карбонатно-терригенные отложения и липарито-дацитовые эффузивы среднего и верхнего карбона. Таким образом, фундамент Туранской плиты сложен складчатыми эпигеосинклинальными образованиями каледонид и герцинид, местами, возможно, с ядрами байкальской консолидации. Во впадинах сохранился орогенный комплекс отложений.

**«Промежуточный» комплекс.** На Туранской плите широким развитием пользуется своеобразный комплекс сероцветных и красноцветных отложений с разнообразными по составу эффузивами пермского и триасового возрастов, распространенный в западных и южных районах и выполняющий изометричные и грабенообразные впадины (рис. 72).

Пермо-триасовые отложения с резким несогласием залегают на совершенно различных структурах и толщах пород, в том числе и на средне-верхнекаменноугольных. Они особенно широко развиты в южной половине плиты, к югу от Бухарской ступени, но отсутствуют на Центрально-Каракумском и Карабогазгольском сводах. Распространены они также и в районе Устюрта и Западного Приаралья. Комплекс

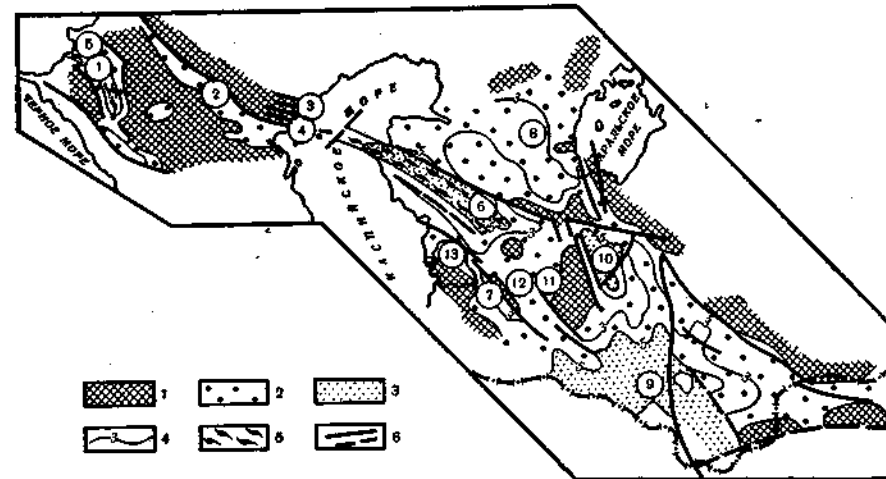


Рис. 72. Палеотектоническая схема Скифской и Туранской плит в пермо-триасовое время (по Н. А. Крылову):

1 — области отсутствия пермо-триасовых отложений; 2 — районы, где мощность пермо-триасовых отложений достигает 5 км; 3 — районы, где мощность пермо-триасовых отложений превышает 5 км; 4 — ихопакиты пермо-триасовых отложений, км; 5 — зоны развития линейной складчатости в пермо-триасовых отложениях; 6 — разломы. Цифры в кружках обозначают структуры: 1 — Западно-Предкавказский прогиб. Грабены: 2 — Манычский, 3 — Полдневский, 4 — Промысловский, 5 — Ейско-Березанский. Прогибы: 6 — Мангышлакский, 7 — Туаркырский, 8 — Северо-Устюртский, 9 — Мургабский, 10 — Дауданский. Поднятия: 11 — Центральном-Каракумское, 12 — Туаркырское, 13 — Карабогазгольское

обладает различной мощностью (от сотен метров до 6—7 км, может быть даже до 14 км в районе Мангышлака). Наиболее полно эти отложения изучены на Мангышлаке, где они известны под названием каратауского комплекса видимой мощностью более 8 км, охватывающего по возрасту интервал, начиная с перми и до верхнего триаса включительно. В составе каратауского комплекса выделяется много свит, сложенных терригенными породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков, изредка туфов и эффузивов. Венчает разрез толща черных известняков, глинистых сланцев и аргиллитов верхнего триаса, известная под названием антраконитовой свиты<sup>1</sup>. Отложения каратауского комплекса представлены как морскими, так и континентальными фациями, замещающими друг друга по простиранию и вкрест простирания Мангышлакского прогиба. Нигде основание комплекса еще не вскрыто буровыми скважинами.

Мощная (до 4 км) толща красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников верхней перми — нижнего триаса известна и на Туар-

<sup>1</sup> Антраконит — черный кальцит или известняк с примесью углистого или битуминозного материала.

кыре. В ней также отмечаются прослой туфов и основных и средних эффузивов. Перекрывается толща несогласно лежащими отложениями нижней юры.

Пермо-триасовые отложения северо-западной части Туранской плиты в районе Устюрта и Мангышлака, по данным В. С. Князева, отличаются от одновозрастных толщ южной части и представлены в основном хорошо сортированными красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сплошным чехлом покрывающими весь регион. На юге отложения перми и триаса выполняют локальные глубокие и узкие грабены, наложившиеся на поднятия складчатого фундамента. Отложения характеризуются большой грубостью и присутствием базальтов, андезитов, липаритов, их туфобрекчий и туфов, вскрытых многочисленными скважинами. Вулканические породы тяготеют к разломам, ограничивающим грабены.

Таким образом, отложения этого комплекса практически отсутствуют в северо-восточной части Туранской плиты, которая, по-видимому, служила источником сноса в пермо-триасовое время, так же как поднятия и выступы фундамента, разделявшие грабены и узкие впадины в южной части плиты (см. рис. 72).

**Платформенный чехол.** В пределах Туранской плиты платформенный чехол начинается почти везде с лейаса, но в отдельных местах и с верхних горизонтов триаса. В составе чехла многими исследователями выделяется несколько структурных комплексов. Первый комплекс (рэт-лейасовый) с угловым несогласием перекрывает все более древние породы и представлен сероцветными, песчано-глинистыми отложениями, часто угленосными, с покровами и туфами базальтов на севере. Рэт-лейасовые отложения, достигающие в мощности более 2 км, распространены неравномерно. В Тургайской седловине и Чу-Сарысуйской впадине они выполняют узкие и короткие грабены, аналогичные Челябинскому. На западе и юге они слагают обширные изометричные впадины, например Северо-Устюртскую, Барсакельмесскую, Мургабскую, Южно-Мангышлакскую и ряд других.

Второй комплекс (среднеюрско-нижнемиоценовый) распространен шире всего, играет главную роль в строении платформенного чехла и с несогласием залегает на первом. Средняя юра представлена в северо-восточной части плиты континентальными угленосными песчано-глинистыми отложениями, а в юго-западной — морскими сероцветными толщами. На Мангышлаке и Туаркыре лейасовые и среднеюрские терригенные пестроцветные отложения залегают согласно, а в среднеюрских отложениях встречаются прослой угля. Морские терригенно-карбонатные толщи верхней юры развиты на юго-западе плиты. Континентальные глины и песчаники имеются в районе Устюрта, а на юго-востоке, в Бухаро-Хивинской области и юго-восточной Туркмении, развиты карбонатные морские отложения келловейского и оксфордского ярусов, перекрытые соляной и ангидритовой толщами киммериджитона мощностью до 1 км.

Нижнемеловые отложения на юго-западе плиты представлены морскими терригенными и карбонатными породами, только низы разреза слагаются континентальными пестроцветными, которые к юго-востоку слагают уже весь разрез. Отложения верхнего мела представлены преимущественно морскими осадками, песчано-глинистыми в низах и карбонатными в верхах. В северо-восточном направлении морские осадки замещаются континентальными пестроцветными, перекрывающими отложения фундамента. Мощность меловых отложений меняется от 0 до 3 км и более, причем почти все современные структуры плиты

хорошо выражены в меловых породах, что свидетельствует о конседиментационном развитии этих структур.

Палеогеновые и нижнемиоценовые отложения также испытывают заметные фациальные изменения в широтном направлении. На западе плиты отложения палеогена и эоцена представлены морскими, преимущественно карбонатными породами — известняками, мергелями, реже глинами мощностью до 0,2 км. Оligоцен-нижнемиоценовые отложения майкопской серии слагаются шоколадными карбонатными глинами с остатками рыб. Разрезы палеогена — нижнего миоцена западной и северо-западной частей Туранской плиты обладают сходством с северокавказскими и разрезами юго-восточных окраин Восточно-Европейской платформы. По направлению к востоку морские отложения замещаются прибрежно-морскими терригенными, а далее и континентальными и характер разрезов становится близким к среднеазиатским.

В окрестностях Ташкента палеоген представлен 100-метровой толщей известняков; эоцен — бурыми глинами, песками, опоками (до 0,2 км); олигоцен — зелеными и серыми глинами и красноцветными континентальными песчано-глинистыми отложениями мощностью в первые десятки метров. В северо-восточной части плиты верхи палеогена повсеместно представлены континентальными песками, песчаниками, пестроцветными глинами, конгломератами. На юго-востоке, в районе Бадхыза, в верхнеэоценовых отложениях известны покровы базальтов, андезитов, их туфов и туфобрекчий. Тонкие пепловые и туфовые прослой в эоценовых отложениях распространены и в более северных районах.

Палеогеновые отложения местами несогласно перекрывают более древние породы вплоть до пород фундамента, а местами, например в районе Мангышлака, согласно лежат на меловых отложениях. Несогласное залегание имеет место обычно в пределах поднятий, сводов и т. д., тогда как в прогибах оно почти не выражается. Мощность отложений второго комплекса достигает 4 км, а на юго-востоке Туркмении увеличивается до 10 км. В пределах поднятий мощность сокращается до 1—2 км.

Третий комплекс (среднемиоценовый — нижнеплиоценовый) наиболее широко развит в западных районах, где он часто с угловым несогласием перекрывает более древние отложения, что свидетельствует о значительных поднятиях, происходивших на рубеже палеогена и неогена. Представлен этот комплекс морскими песчано-глинистыми и карбонатными отложениями мощностью в первые сотни метров и лишь в наиболее прогнутых районах достигающих 1 км. По направлению к востоку морские осадки сменяются песчано-глинистыми континентальными. В начале плиоцена началась регрессия моря, а в среднем плиоцене уровень Каспия упал на 0,5 км, и все море сосредоточилось в Южно-Каспийской впадине. В конце среднего плиоцена море вновь трансгрессирует и по пра-Амударье проникает далеко на восток.

Четвертый комплекс (верхнеплиоценовый — антропогеновый) представлен как морскими (только на западе), так и континентальными отложениями: галечниками, песками, глинами, алевролитами. Выполняя пониженные участки рельефа, этот комплекс в среднем обладает мощностью в десятки метров, редко достигая сотен метров. Только уже в Предкопетдагском краевом прогибе он увеличивается до нескольких километров. На западе среди четвертичных отложений присутствуют морские осадки бакинской, хазарской и хвалынской трансгрессий, а на востоке им отвечают аллювиальные, озерные и эоловые образования.



Таким образом, в пределах Туранской плиты можно выделить три основных типа разреза платформенного чехла. 1-й тип — наиболее мощный, представленный морскими и лагунными отложениями, начинающаяся с ледяса и кончая миоценом, развит в юго-западной части плиты во внешней зоне Альпийско-Средиземноморского пояса. 2-й тип разреза приурочен к Урало-Тянь-Шаньской зоне. Континентальные отложения нижней — средней юры выполняют отдельные впадины и грабены, а сплошной чехол умеренной мощности начинается лишь с верхней юры. 3-й тип разреза приурочен к северо-восточной части плиты с каледонским фундаментом, где чехол начинается по существу лишь с отложений верхнего мела. В целом с запада на восток происходит смена морских отложений континентальными.

### Основные черты структуры

В пределах Туранской плиты происходит сочленение палеозойских складчатых сооружений Урала и Южного Тянь-Шаня. По поводу характера этого сочленения существуют разные мнения, хотя большинство геологов (А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, Б. А. Петрушевский, Р. Г. Гарецкий и другие) признавали и признают, что структуры Тянь-Шаня переходят в структуры Урала. Продолжение складчатых сооружений Южного Тянь-Шаня к западу, через Мангышлак в Донбасс, скорее всего не имеет места, хотя подобная точка зрения и обсуждалась ранее А. П. Карпинским, А. Д. Архангельским и А. Л. Яншиным. По мнению С. С. Шульца (мл.), палеозойские структуры Урала и Тянь-Шаня соединяются в районе хребта Султануздаг, образуя плавноую дугу, причем этот изгиб в простирании структур сопровождается резкими фаціальными изменениями в отложениях и дроблением фундамента.

В платформенном чехле Туранской плиты отчетливо прослеживается полоса валов и горст-антиклиналей, изгибающаяся в районе Нукуса, которую еще А. Д. Архангельский предложил именовать «Арало-Кызылкумским валом» и который является поверхностным отражением крупнейшего тектонического шва — зоны глубинных разломов. Наследуя палеозойский структурный план, этот шов разделяет плиту на две части, отличающиеся по глубине залегания фундамента: северо-восточную, приподнятую, и юго-западную, опущенную. По мнению других геологов, например Р. Г. Гарецкого, сочленение уралид и тяньшанид в Южном Приаралье имеет торцовый характер, причем сильно осложненный значительными покровами. Третья группа геологов — А. А. Арипов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и другие — доказывает отсутствие прямых связей структур Урала и Тянь-Шаня. Нам представляется наиболее правдоподобной первая точка зрения, которая предполагает непосредственную связь структур Урала и Тянь-Шаня. Северо-восточную часть плиты занимает зона с каледонским фундаментом, отделяемая от юго-западной зоны герцинид системой разломов, вдоль которых местами энергично проявлялся наземный вулканизм (Тургайская седловина, Кураминское плато), что дало повод А. А. Богданову предположить наличие в полосе этих разломов вулканического пояса.

Юго-западную часть плиты, южнее Бухарской ступени, занимает зона с герцинским фундаментом, особенностью которой является присутствие древних эпибайкальских (?), изометричных в плане срединных массивов, занимающих, по-видимому, значительную часть площади зоны (Карабогазский, продолжающийся под водами Среднего

Каспия, Центрально-Каракумский, Ассаке-Ауданский). Массивы эти еще плохо изучены и вскрыты лишь десятками скважин. Возможно, они занимают большую площадь, тогда собственно герцинские складчатые сооружения окажутся развитыми весьма локально. Эта зона находит непосредственное продолжение в пределах Скифской плиты Предкавказья.

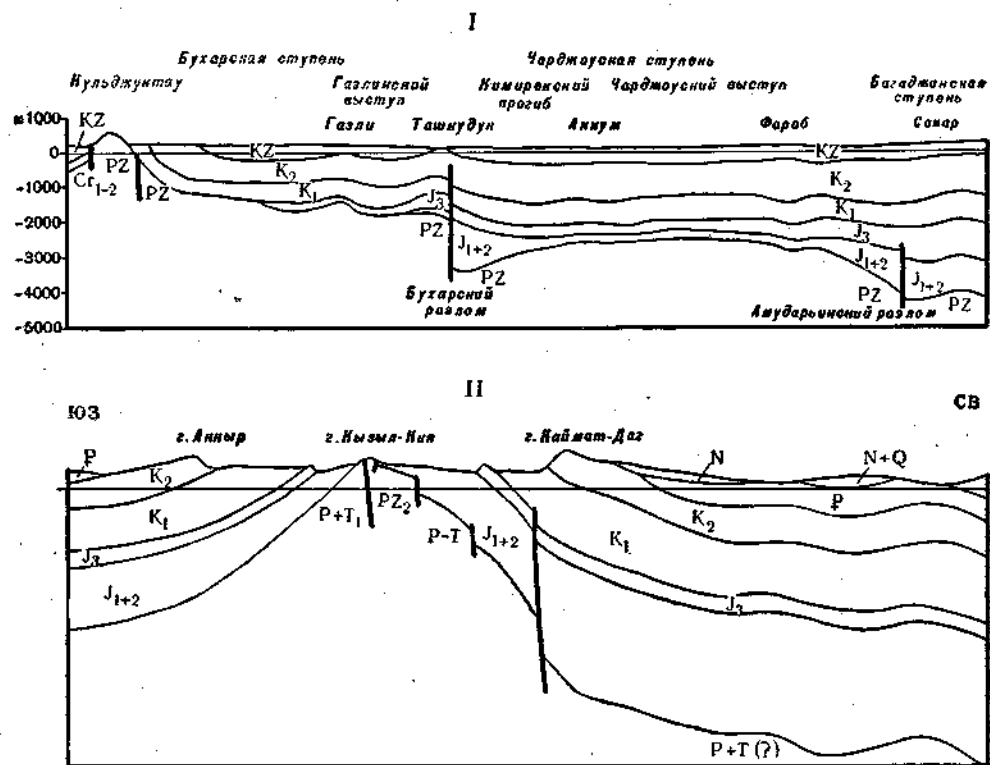


Рис. 73. Схематические профили частных структур Туранской плиты (по Н. А. Крылову) через Бухаро-Хивинскую область (I) и через Туаркырский вал (II). Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 10

Отличительной чертой этой части плиты является наличие глубоких прогибов Мангышлака и Туаркыра, выполненных мощными пермо-триасовыми терригенными толщами, подвергшимися складчатости в позднепермское время. В других районах этой же зоны пермо-триас залегает либо плащеобразно, либо в относительно небольших и плоских грабенах. Мангышлакскому и Туаркырскому прогибам соответствуют крупные гравитационные минимумы в аномалиях Буге, затухающие в восточном направлении, что свидетельствует о вырождении этих структур. Северо-западнее Нукуса располагается «Устюртский клин», как бы разделяющий зоны герцинид, одна из которых поворачивается к Уралу, а другая простирается в Предкавказье. Строение этого района в настоящее время неясно. В его северной части скорее всего находится байкальский (?) или более древний массив, с северо-запада ограниченный узким Южно-Эмбенским прогибом, выполненным граувакками верхнего девона — нижнего карбона. Южнее массива

ва, в районе Барсакельмесского прогиба располагаются герциниды с субширотным простиранием. В районе п-ова Бузачи также предполагается присутствие древнего массива. Контуры этих массивов определяются исключительно по геофизическим данным. Возможно, что «Устюртская глыба» окажется частью Восточно-Европейской платформы с весьма древним фундаментом.

Структура пермо-триасового комплекса и платформенного чехла изучена намного лучше, чем структура фундамента. Вверх по разрезу, начиная с рэт-лейасовых отложений, наблюдается упрощение структур и уменьшение их амплитуды. Поверхность меловых отложений дислоцирована в 3—4 раза слабее, чем подошва чехла. В более высоких горизонтах чехла, несмотря на исчезновение мелких, осложняющих главные структуры элементов, сами они выражаются отчетливо, что свидетельствует о продолжающемся их росте, хотя и в условиях понижающейся тектонической активности (рис. 73, I).

Структуры Туранской плиты характеризуются большим разнообразием, но в целом преобладают либо линейные, либо изометричные в плане формы. Особенно хорошо выражены линейные структуры, явно связанные с разломами фундамента. Овальные впадины и поднятия также широко распространены. В некоторых местах наблюдаются структурные ступени, обусловленные блоковым погружением фундамента по системе параллельных разломов, например Узеньская, Бухарская и другие (рис. 73, II).

#### Полезные ископаемые

В пределах Туранской плиты, главным образом в ее южной части, сосредоточены крупнейшие месторождения нефти и газа, а на остальной части плиты почти везде имеются признаки нефтегазоносности. Крупные нефтяные и газовые залежи связаны прежде всего с участками значительных опусканий. Так, в районе Бухарской ступени газовые месторождения сосредоточены в отложениях от верхов верхней юры до низов верхнего мела включительно (Газли, Мубарек, Каган и другие). Значительный интерес представляют и подсольевые (доверхнеюрские) толщи Юго-Восточной Туркмении. Крупные месторождения газа в юрских отложениях открыты в пределах Центрально-Каракумского свода. Нефтяные и газовые месторождения очень крупного размера находятся в пределах Южного Мангышлака (Узеньское, Жетыбайское), где они связаны с мощными (до 2 км) среднеюрскими отложениями. Газовые и нефтяные месторождения обнаружены и в Южном Устюрте (Барсакельмес). Огромные запасы газа в Газли и в других районах позволили провести газопровод на Урал. Несомненно, что еще будут открыты крупные нефтегазоносные залежи, так как благоприятных структур на Туранской плите достаточно.

Из других месторождений полезных ископаемых следует отметить залежи серы в неогеновых отложениях пустыни Каракум (Серные Бугры) и ряд россыпных месторождений титана в Тургайской седловине, где они приурочены к континентальным отложениям среднего олигоцена. Кроме верхнеюрской соли в Мургабской впадине современный солеродный бассейн с мирабилитом и галитом находится в заливе Кара-Богаз-Гол. С фундаментом плиты связано крупнейшее месторождение магнетитовых железных руд на севере Тургайского прогиба (Соколово-Сарбайское), скрытое под маломощным чехлом осадочных пород. Оолитовые железные руды распространены в среднеолигоценовых отложениях Северного Приаралья. В триасовых отло-

жениях Мангышлака и олигоценовых Тургайской седловины известны небольшие месторождения бурых углей. Следует отметить как важное полезное ископаемое для этих районов воды, приуроченные к крупным артезианским бассейнам: Челкарскому, Чуйскому, Каракумскому и другим, причем воды не только питьевые пресные, но и минеральные, а также горячие.

#### Геофизическая характеристика и глубинное строение

В последнее десятилетие на Туранской плите развернулись большие геофизические работы, в постановке которых и организации комплексных исследований главная роль принадлежала Ю. Н. Годину. В настоящее время имеется очень много работ, посвященных геофизической характеристике Туранской плиты, среди авторов которых в первую очередь следует отметить А. А. Борисова, И. С. и Б. С. Вольвовских, Б. Б. Тальвирского, И. П. Косминскую, Ю. В. Тулину и многих других.

В гравитационном поле Туранской плиты наблюдаются отчетливые линейные аномалии, как положительные, так и отрицательные, обладающие северо-западной или почти широтной ориентировкой. Общая напряженность гравитационного поля очень постепенно убывает в южном направлении. На фоне линейных аномалий местами хорошо выражены изометричные поля мозаичных аномалий, отражающие присутствие в фундаменте платформы древних байкальских массивов: Карабогазского, Центрально-Каракумского и других.

Аномальное гравитационное поле достаточно хорошо увязывается с особенностями строения фундамента и чехла Туранской плиты. Крупные прогибы, такие, как Мангышлакский, характеризуются значительными депрессиями силы тяжести, на фоне которых, однако, прослеживаются узкие, но весьма интенсивные максимумы, отвечающие положительным структурам — валам. Следовательно, основные структурные элементы плиты находят свое прямое отражение в аномалиях силы тяжести.

В гравитационном поле отчетливо выражаются разломы, характеризующиеся резкими градиентными ступенями (рис. 74). Именно по таким зонам и выделяются на Туранской плите наиболее крупные разрывные нарушения. Гравитационная ступень огромной амплитуды развита вдоль Бухарской системы разломов. Такие же мощные ступени характеризуют и другие разломы, например, разлом или их систему, отделяющий эпипалеозойскую плиту от альпийской складчатой области Копетдага.

Магнитное аномальное поле Туранской плиты, так же как и гравитационное, обладает линейностью и отражает, в основном, размещение магматических масс в фундаменте плиты и его внутреннюю структуру. В связи с этим основное простирание магнитных аномалий на большей части плиты северо-западное и запад-северо-западное. В отдельных местах в южной части плиты аномальное магнитное поле приобретает мозаичный характер и слабую напряженность, отражая байкальские массивы. В то же время зоны глубинных разломов, отчетливо трассируемые гравитационными ступенями, часто совершенно не выражаются в аномалиях магнитного поля, что, по-видимому, указывает на их амагматичность. Но в целом наблюдается довольно хорошее совпадение гравитационных и магнитных аномалий.

Следует подчеркнуть, что субширотное простирание аномалий, как и геофизических структур, типично для южной половины Туран-

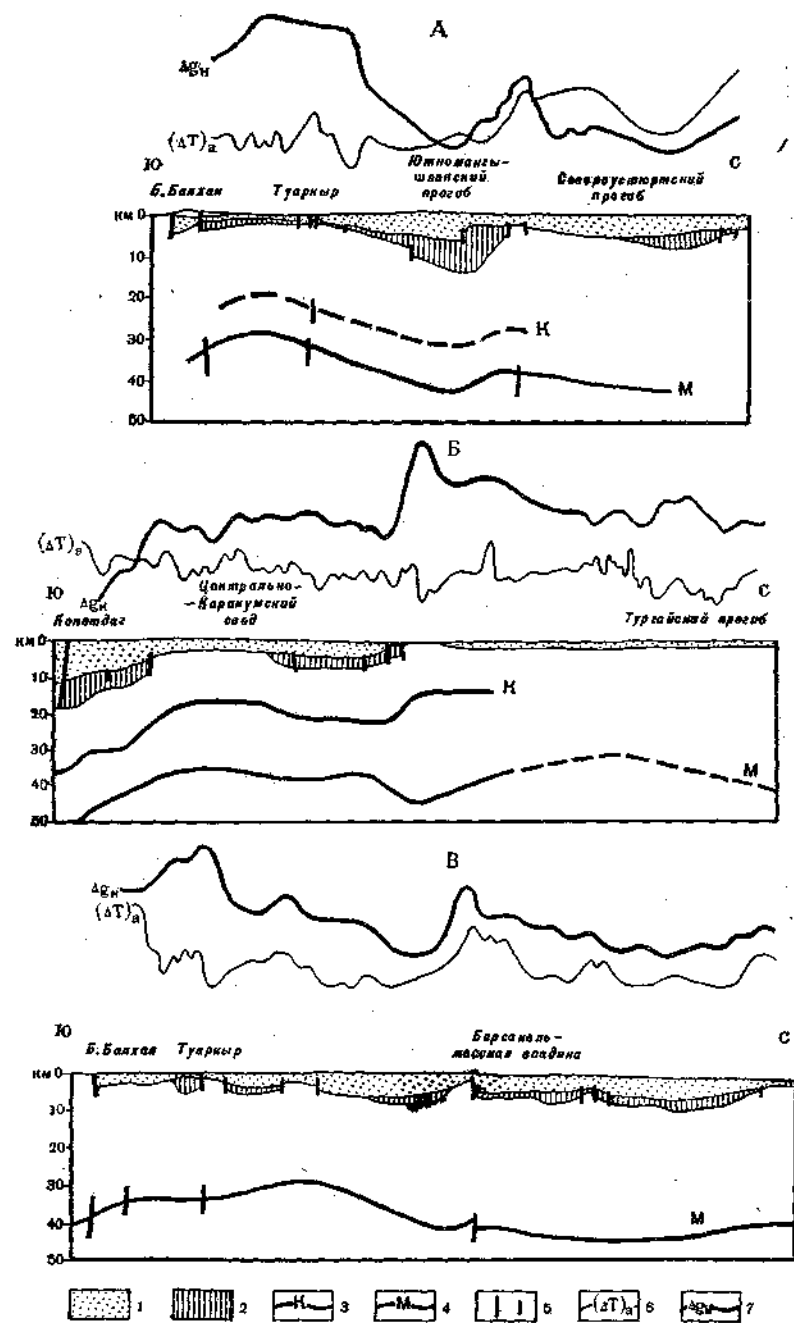


Рис. 74. Геолого-геофизические разрезы Туранской плиты по линиям Большой Балхан — Южная Эмба (А); Предкокетдагский прогиб — Центрально-Каракумский свод — Тургайский прогиб (Б); Большой Балхан — Барсакельмесская впадина — Южная Эмба (В) (по И. С. Вольвовскому, Р. Г. Гарецкому и др.):  
 1 — послетриасовые отложения; 2 — верхнепалеозойские и триасовые отложения; 3 — поверхность Конрада; 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — разломы; 6 — кривая магнитных аномалий; 7 — кривая аномалий Буге

ской плиты к югу от Бухарской ступени. А севернее аномалии приобретают более разнообразную ориентировку: меридиональную, северо-западную и в ряде мест северо-восточную, отражая сложные соотношения герцинских и каледонских структур фундамента плиты.

**Глубинное строение.** По данным ГСЗ в настоящее время установлено, что мощность земной коры в пределах Туранской плиты колеблется от 25 до 45 км, увеличиваясь на крайнем юго-востоке до 53 км. Поднятия и своды в рельефе фундамента плиты отражаются подъемом поверхности М, а впадины и прогибы — опусканием. Так, хорошо очерчиваются Карабогазский и Центрально-Каракумский своды, в которых поверхность М располагается на отметках около 25—30 км. Некоторое увеличение мощности земной коры за счет базальтового слоя наблюдается в районе Султануиздага, однако на общем фоне это чисто локальное явление. Под Мангышлакской складчатой зоной установлен относительный прогиб поверхности М, до —48 км при мощности базальтового слоя в 20—25 км. К востоку, под горным обрамлением плиты, земная кора начинает заметно увеличиваться вдоль разломов, иногда скачкообразно. В. И. Шрайбманом было показано, что остаточные аномалии, полученные при вычитании гравитационных аномалий, связанных с различными горизонтами земной коры, отражают существующую неоднородность в верхних горизонтах мантии. Оказалось, что под крупными положительными структурами типа Центрально-Каракумского свода остаточные аномалии минимальные, т. е. в верхней мантии наблюдается некоторое разуплотнение, в то время как под прогибами мантия обладает повышенной плотностью. Таким образом, структуры плиты находят свое прямое отражение в поведении поверхности М и отчасти К (см. рис. 74).

#### ОБЛАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В разделе о Сибирской платформе уже говорилось о том, что по ее южной и юго-западной окраинам располагаются более молодые складчатые сооружения, относимые, как правило, к байкалидам, и подчеркивался ряд неясных и спорных положений, касающихся границ этих сооружений и верхнего возрастного предела слагающих их отложений. В последнее время появились новые данные по этим районам, пересматривающие традиционные представления о возрасте некоторых серий пород, главным образом в сторону его повышения, в связи с чем поставлено под сомнение само существование байкалид, по крайней мере в центральной части Байкальской горной области.

Байкальская складчатость впервые была выделена в 1932 г. Н. С. Шатским на примере южных областей Центральной Сибири, и районы Западного Забайкалья, Патомского и Витимского нагорий в настоящее время считаются тектонотипом складчатых сооружений этого возраста. По мнению некоторых геологов, к байкальским складчатым сооружениям следует относить также структуры Игарского и Туруханского поднятий, Енисейского кряжа, центральной и северо-восточной частей Восточного Саяна. Относительно первых двух раньше уже было показано, что они не относятся к байкальским эпигеосинклинальным складчатым сооружениям, а представляют собой краевые части платформы, довольно энергично опускавшиеся в рифее и дислоцированные уже в позднепалеозойское время. В отношении складчатых сооружений Енисейского кряжа и центральной части Восточных Саян можно сказать, что хотя они и являются структурами байкальского возраста, но весьма своеобразными. Поэтому сначала

лучше кратко рассмотреть собственно Байкальскую горную страну, обрамляющую с юга Сибирскую платформу и подробно описанную в работах Е. В. Павловского, Л. И. Салопа, К. А. Клитина, Т. Г. Павловой, Е. С. Постельникова и многих других исследователей.

В настоящее время не существует общепризнанного толкования понятия «байкальская» складчатость и «байкальский этап развития». С одной стороны, это обусловлено тем, что мощнейшие толщи рифейских отложений, накопившихся в течение миллиарда лет, изучены намного хуже фанерозойских, а также, по-видимому, некоторыми отличиями в стиле геосинклинального развития в эту эпоху по сравнению с геологической историей более молодых геосинклиналей. С другой стороны, разногласия в трактовке содержания «байкальская» складчатость заключаются в различных критериях, используемых разными геологами для выделения завершающей складчатости, что недавно было хорошо показано К. А. Клитиним и другими. Это касается, прежде всего, времени складчатости и признаков так называемых «орогенных» формаций, появляющихся в период орогенеза в данной геосинклинальной области, по появлению которой обычно и судят о возрасте главной складчатости. И третья причина — это постепенная миграция складчатости в стороны от наиболее древних областей, что затрудняет однозначное проведение границ между хотя и разновозрастными, но близкими по времени завершающей складчатости областями. Поэтому неудивительно, что границы распространения областей байкальской складчатости, по данным разных геологов, выглядят неодинаково.

Геологическая история Байкальской горной области в мезозое и особенно в кайнозое настолько своеобразна, что будет рассмотрена отдельно, вместе с таковой Селенгино-Яблонево́й зоны.

#### Байкальская горная область

Складчатые сооружения этого региона отделяются меридиональной зоной разломов от Алданского щита и зоны Станового хребта (рис. 75). В северо-западных районах области граница байкалид прослеживается, по-видимому, под платформенным чехлом нижнепалеозойских отложений и, возможно, уходит под Вилюйскую синеклизу, о чем можно судить по материалам магниторазведки. По мнению К. А. Клитина и других исследователей, в рифейское время Алданский щит и Анабарский массив разделялись геосинклинальным прогибом, а возможно, и авлакогеном (Уринским). На юге области складчатые сооружения системой кулисообразных разломов отделяются от несколько более молодых структур Селенгино-Яблонево́й зоны.

В Байкальской горной области отчетливо выделяются внешняя зона, сложенная почти исключительно осадочными отложениями, и внутренняя, в строении которой кроме осадочных принимают участие мощные толщи вулканогенных пород. Собственно рифейская геосинклиналь, в которой проявляется эта зональность, заложилась на более древнем основании, выступающем по периферии области, а также в ряде поднятий и глыб внутри нее (Чарский, Северо-Муйской, Ольхонской, Южно-Муйской), сложенных глубоко метаморфизованными архейскими породами.

Нижнепротерозойские метаморфические породы в пределах внешней зоны байкалид обнажаются в ряде антиклинорий: Чуйском, Тонодском, Нечерском и других. В Приморском хребте развита мощнейшая (более 10 км) толща вулканогенно-осадочных пород, главным

образом кислых туфов, игнимбритов акитканской серии, прорванных гранитами ирельского комплекса (1600 млн. лет). Во внутренней зоне байкалид их основание представлено нижнепротерозойской кремнисто-

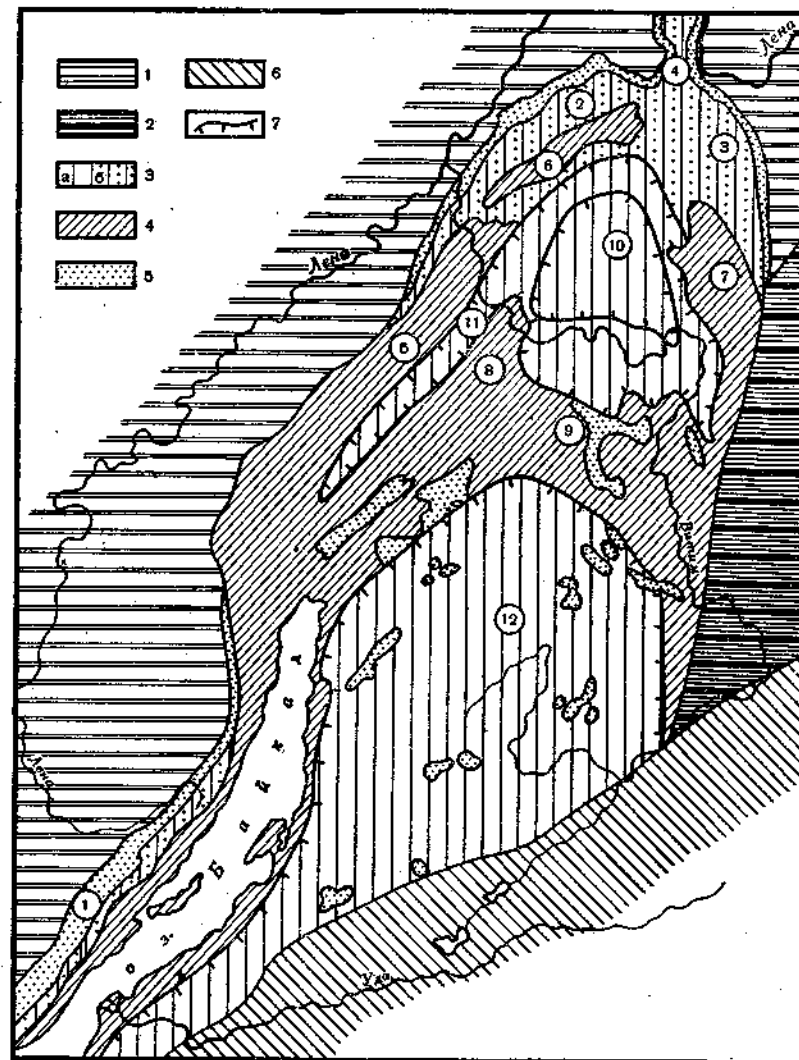


Рис. 75. Схема расположения основных структурных элементов Байкальской области (по К. А. Клитину и др.): Сибирская платформа: 1 — чехол, 2 — кристаллический фундамент. Байкальская складчатая область: 3 — рифейские образования, внутренние зоны (а) и внешние зоны (б); 4 — нижне- и среднепротерозойские кристаллические породы; 5 — орогенные образования; 6 — раннекаледонская (?) складчатая область; 7 — контуры основных структур. Цифры в кружках обозначают основные структуры: 1 — Прибайкальский прогиб; 2 — Патомский прогиб; 3 — Жуинский прогиб; 4 — Уринское поднятие; 5 — Чуйский антиклинорий; 6 — Тонодский антиклинорий; 7 — Нечерский антиклинорий; 8 — Байкало-Конкудерский антиклинорий; 9 — Мамско-Витимский антиклинорий; 10 — Бодайбинский синклинорий; 11 — Мамский синклинорий; 12 — Баргузино-Витимский синклинорий

сланцево-спилито-диабазовой толщей пород мощностью в 4—5 км. Рифейская геосинклиналь частично унаследовала более древние протерозойские прогибы, о чем свидетельствует отсутствие явных несогласий между рифейскими и более древними протерозойскими отложениями в синклиналиях (прогибах) внутренней зоны. В отложениях комплекса основания рифейской геосинклинали также выделяется внешняя и внутренняя зоны. Нижне- и среднепротерозойские структуры резко несогласно накладываются на архейские, но внутри собственно байкальских сооружений архейских массивов нет.

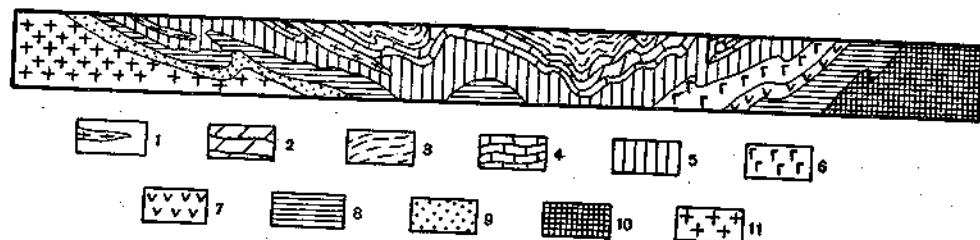


Рис. 76. Поперечный геологический профиль через Мамский синклиниорий (по Д. А. Великославинскому и др.):  
 1 — синскладчатые гранито-гнейсы мамского комплекса; 2—8 — мамская серия: 2 — мраморы, известково-силикатные породы; 3 — дистенсодержащие сланцы и мраморы; 4 — известково-силикатные породы; 5 — глиноземистые сланцы; 6 — основные эффузивы, конгломераты; 7 — основные эффузивы; 8 — кварцито-гнейсы; 9 — горизонт ставролитовых сланцев и кварцитов; 10 — муйский вулканогенный комплекс; 11 — гранито-гнейсы чуйского комплекса

Разрез рифейских отложений внешней зоны байкалид лучше всего представлен в Жуинско-Патомском прогибе, в котором за рифейское время накопилось 10—12 км карбонатных и терригенных отложений, выделяемых в патомскую серию. В низах разреза преобладают олигомиктовые и аркозовые песчаники, гравелиты, филлитовидные сланцы, которые в верхах сменяются известняками и доломитами. Вблизи поднятий появляются конгломераты и валунники. В Прибайкалье патомской серии отвечает сходная с ней литологически байкальская серия с менее полным, но таким же характерным разрезом. Всякие проявления вулканической деятельности полностью отсутствуют. Все отложения интенсивно смяты в систему линейных складок, осложненных взбросами и надвигами.

Внутренняя зона изучена хуже внешней из-за многочисленных интрузий (баргузинский комплекс), которые насыщают ее в огромном количестве, сливаясь в единый огромный Ангаро-Витимский батолит. Рифейские отложения, сохранившиеся местами в Бодайбинском, Витимо-Баргузинском, Мамском синклиналиях, представлены мощными толщами терригенных, реже карбонатных, кремнистых и разнообразных по составу вулканогенных пород (рис. 76). Все отложения довольно сильно метаморфизованы и дислоцированы. Широко развит контактовый метаморфизм.

Внутренняя зона байкалид отличается от внешней присутствием вулканогенных толщ, мощным гранитоидным магматизмом и метаморфизмом. Между этими зонами располагается узкое и прерывистое Чуйско-Тонодско-Нечерское поднятие, сложенное метаморфизованными и гранитизированными вулканогенно-осадочными толщами нижнего и среднего протерозоя. Терригенные, обломочные, частично конти-

нентальные отложения, по-видимому, вендского возраста в Байкальской горной области заполняют грабенообразные впадины и относятся к орогенным образованиям, тогда как нижнекембрийские карбонатные отложения являются уже типично платформенными (рис. 77). Следовательно, по традиционным представлениям, геосинклинальное развитие в Байкальской горной области завершилось складчатостью, орогенезом и накоплением в межгорных впадинах молассовых отложений в предраннекембрийское время.

Геологические исследования, проведенные Ю. П. Бутовым, А. Н. Занвилевичем, Б. А. Литвиновским и другими, показали, что отложения внутренней зоны Байкальской горной области, ранее относившиеся к рифею, обладают по крайней мере нижнекембрийским возрастом, а граниты баргузинского комплекса прорывают нижнекембрийские отложения. Детальное изучение разрезов вендских отложений Северного Прибайкалья позволило поставить под сомнение принадлежность их к молассовым, «орогенным» формациям ввиду широкого распространения в них аспидных сланцев, известняков, доломитов, марганценовых сланцев и пластов марганцевых руд. Таким образом, получается, что на рубеже верхнего протерозоя и кембрия в исследованной части Байкальской горной области нет следов складчатости, которая имела место, во всяком случае, после раннего кембрия. Эти новые данные, конечно, не могут разрешить всех спорных вопросов геологии рассматриваемого региона, но служат лишним доказательством для исключения его из пределов Сибирской платформы.

Западная ветвь байкалид охватывает Енисейский кряж, Восточный Саян и Хамар-Дабан. Северная или Заангарская часть Енисейского кряжа характеризуется широким распространением рифейских отложений общей мощностью до 14—18 км, подразделяющихся почти на два десятка свит, сложенных в основном терригенными и карбонатными породами. В некоторых местах обнажается и фундамент байкалид, представленный архейскими высокометаморфизованными породами (гнейсами, амфиболитами, мраморами и т. д.) канского комплекса и ниже-среднепротерозойскими также сильно метаморфизованными образованиями. В отложениях верхнего протерозоя отчетливо выделяется несколько крупных ритмов, обычно начинающихся с песчаных или сланцево-песчаных пород и заканчивающихся карбонатными или тонкими глинистыми отложениями. Все верхнепротерозойские толщи увеличиваются в мощности с востока на запад. В этом же направлении, по данным Е. А. Долгинова, возрастает и степень их дислоцированности. На крайнем западе в разрезе появляются вулканогенные породы основного состава. Рифейские отложения прорываются позднекембрийскими гранитоидами с возрастом 860 и 620 млн. лет.

Следует отметить, что орогенный этап развития в байкалидах западной окраины платформы был очень вялым и не привел к формированию значительного горного сооружения, а как бы постепенно сменился в раннем кембрии платформенным режимом. В вендское время, по данным А. И. Ицкова, происходило накопление мощных лагунных и континентальных обломочных красноцветных толщ, которые в раннем кембрии сменились накоплением существенно эвапоритовых отложений: доломитов, гипсов, ангидритов, каменной соли. По существу в отдельные моменты длительной позднепротерозойской истории в этом регионе наступали условия тектонического выравнивания и стабилизации и происходило накопление однообразных карбонатных формаций. Наличие мощного фундамента из архейских и ран-

непротерозойских пород свидетельствует о заложении рифейского геосинклинального прогиба на раздробленном древнем основании.

В южной части Енисейского кряжа (южнее Ангары) и в северо-восточной половине Восточного Саяна (к востоку от главного разло-

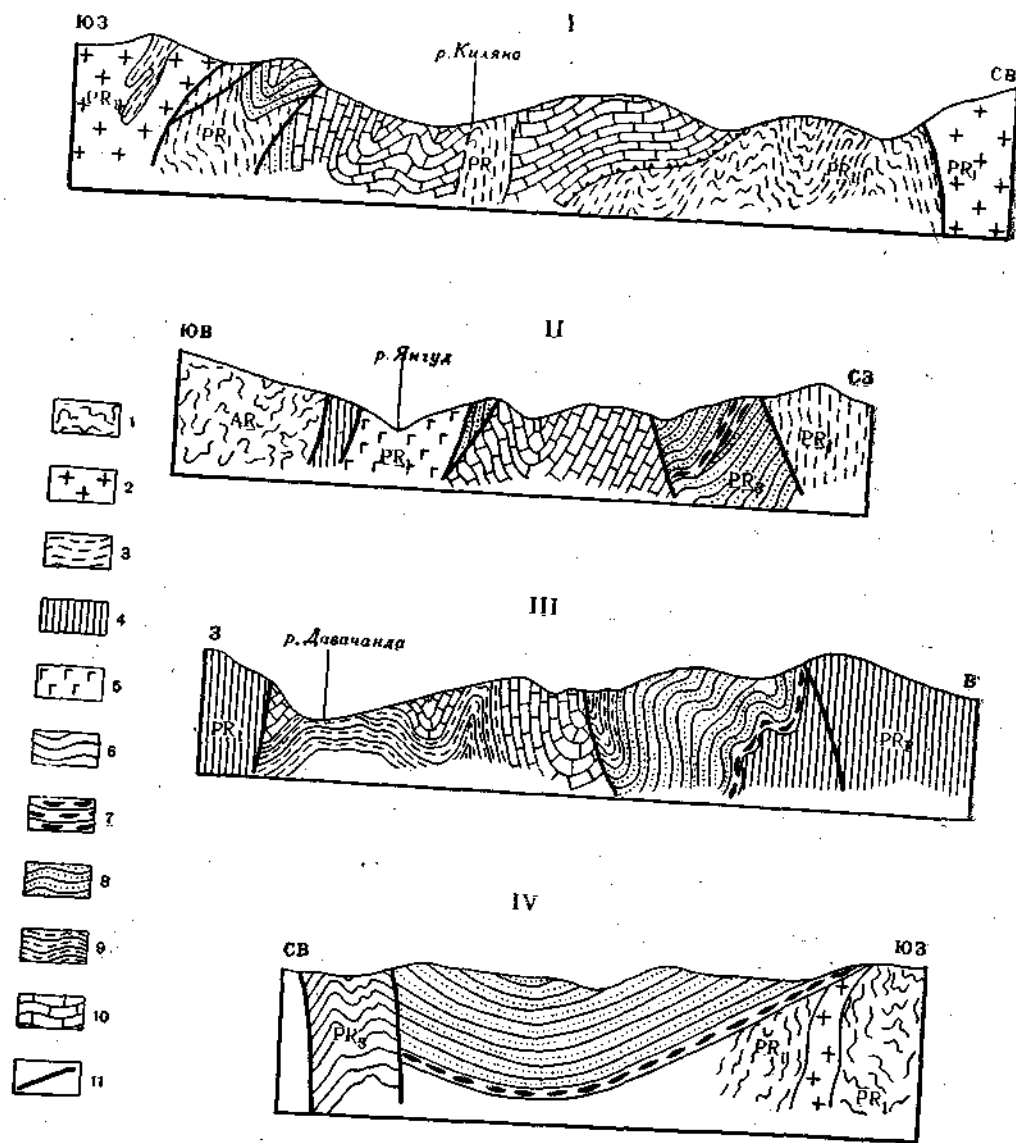


Рис. 77. Геологические разрезы через орогенные впадины на Байкало-Витимском поднятии (по Л. И. Салоцу) через Кияльский грабен Средне-Витимской впадины (I); Ягудо-Мамаканский грабен Средне-Витимской впадины (II); Талонскую впадину (III) и Холодинскую грабен-синклиналь в верховьях р. Чаи (IV): 1-6 — метаморфические образования фундамента впадин: 1 — гнейсы и ортосланцы, 2 — гнейсовидные граниты, 3 — метаморфизованные эффузивы, 4 — серпентиниты и листвениты, 5 — габброиды, 6 — филлиты с горизонтами метадиабазов и мраморов; 7-10 — отложения, заполняющие впадины: 7 — конгломераты, 8 — песчаники и алевролиты, 9 — мергели и глинистые сланцы, 10 — известняки и доломиты; 11 — разломы

ма) уже в пределах Сибирской платформы в настоящее время рифей сохранился лишь в глубоких грабенообразных прогибах, например в Урикско-Ийском, где он представлен толщей зеленых сланцев, филлитов, песчаников и конгломератов мощностью более 6—7 км. Есть предположение, что возраст этих образований более древний, дорифейский. Остальная территория слагается глубоко метаморфизованными пара- и ортопородами архейского и протерозойского возрастов: гнейсами, чарнокитами и т. д., слагающими собой выступы дорифейского основания.

К юго-западу от главного Восточно-Саянского разлома располагается антиклинорий Протеросаян, в отдельных местах которого сохранились рифейские геосинклинальные толщи до 15 км мощностью, сложенные в низах метаморфическими породами: гнейсами, амфиболитами, мраморами, кристаллическими сланцами и т. д., а в верхах доломитами, известняками, зелеными сланцами и основными эффузивами, мраморами. Все эти отложения прорываются широко распространенными гранитоидными интрузиями с возрастом 550—450 млн. лет. В ряде мест, например в Манской впадине, развиты довольно мощные (до 5 км) орогенные формации вендского (?) возраста: красноцветные конгломераты и песчаники, на которых несогласно залегают карбонатные породы нижнего кембрия.

**Выводы.** Для байкальских складчатых сооружений К. А. Клитин, Е. С. Постельников и Т. Г. Павлова отмечают сходный характер вертикального ряда отложений в рифейских прогибах, обычно начинающихся с песчаных, часто аркозовых или песчано-глинистых толщ. В зрелую стадию развития прогибов они сменяются разнообразными карбонатными, реже терригенными отложениями: известняками, доломитами и т. д. Еще позже им на смену приходят флишиодные терригенные толщи, причем особенно широкое развитие получают углистые глинистые сланцы. Заключительные стадии развития прогибов почти повсеместно характеризуются красноцветными континентальными отложениями: конгломератами, песчаниками, алевролитами, сменяющимися пестроцветными гипсоносными карбонатными отложениями лагун. Для этих орогенных формаций байкалид совершенно не характерен вулканизм, но зато широким развитием пользуются интрузии гранитоидов.

В Байкальской области выделяются внутренняя и внешняя зоны, а на западе, в Енисейском кряже, внутренняя зона, по-видимому, не обнажена, хотя непосредственно вблизи Енисея на крайнем западе появляются довольно мощные зеленокаменные вулканогенные толщи, свидетельствующие о более внутренних участках геосинклинали. По западному обрамлению платформы повсеместно наблюдается увеличение мощности рифейских отложений с востока на запад, особенно за счет верхних горизонтов рифея.

Байкалиды западной ветви, как и внешняя зона Байкальской горной области, залежились на достаточно мощном архейском и протерозойском фундаменте. По существу мы имеем здесь окраинные области древней Сибирской платформы, которые подвергались энергичному раздроблению и опусканию в рифейское время. Главный структурный шов — мощный глубинный разлом, ограничивающий платформу с запада, севернее Енисейского кряжа располагается несколько западнее Енисея, а структуры Туруханского и Игарского поднятий представляют собой периферические погруженные участки Сибирской платформы, а не рифейские геосинклинали.

## Селенгино-Яблонева складчатая зона ранних палеозойских

Южнее Байкальской горной области, обрамляющей с юга Сибирскую платформу, и севернее Монголо-Охотского мезозойского складчатого пояса располагается сужающаяся к северо-востоку область, занятая Яблоневым и частично Борщовочным хребтами, тектоническая позиция которой и геологическая история не очень ясны. В юго-западном направлении эта область прослеживается на территории Монголии, где ее строение и история развития расшифровываются гораздо лучше, тогда как в пределах СССР она почти нацело сложена разновозрастными гранитными интрузиями, как бы «съевшими» все остальные отложения, сохранившиеся лишь обрывками. Геологическое строение этого региона изучалось А. А. Арсеньевым, Е. В. Павловским, П. М. Хреновым, Ю. А. Черновым, П. И. Налетовым, В. А. Амантовым, Н. С. Зайцевым и другими. Южной границей Селенгино-Яблоневой зоны является отчетливо выраженный Монголо-Охотский глубинный разлом. Северная граница неопределенна, но, по-видимому, также выражена системой разломов. На востоке эта область на стыке со складчатыми сооружениями Станового хребта ограничена субмеридиональными разрывами.

В строении Селенгино-Яблоневой зоны принимают участие метаморфические протерозойские породы: гнейсы, кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и другие. Однако главную роль играют рифейские и нижнекембрийские вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения, слагающие собственно геосинклинальный комплекс общей мощностью около 5 км. Особенностью вулканогенной, являясь частью разреза, является резкое преобладание в нем эффузивов кислого и среднего состава: липаритов, дацитов и андезитов. Базальтовый вулканизм имел место лишь в узких приразломных прогибах, особенно вблизи северного ограничения области. Весь этот геосинклинальный комплекс значительно отличается от мощнейших, разновозрастных, вулканогенных спилито-диабазовых толщ, распространенных в пределах Восточных Саян и Тувы. Рифейско-нижнекембрийские отложения Селенгино-Яблоневой зоны интенсивно дислоцированы и с размывом и несогласием перекрываются серо- и зеленоцветными средне-верхнекембрийскими грубообломочными молассовыми отложениями.

В раннем палеозое имел место гранитоидный магматизм, когда формировались интрузии биотитовых и лейкократовых гранитов в районах Джиды, Уды и Чикоя (джидинский интрузивный комплекс). В каменноугольное время в Селенгино-Яблоневой зоне вновь произошло внедрение крупных гранитоидных интрузий.

Таким образом, несмотря на еще неясные моменты геологической истории в докембрии и палеозое, самостоятельность Селенгино-Яблоневой зоны проявляется вполне отчетливо. Несомненно, что она заложилась на древнем, возможно, раннепротерозойском основании. Очевидно также, что в рифее — начале раннего кембрия в ее пределах происходило накопление терригенных, карбонатных и вулканогенных толщ, отличающихся от типичных геосинклинальных образований ранних каледонид (салаирид) Саянской области. В течение раннего и в начале позднего палеозоя в пределах зоны проявлялся мощный гранитоидный магматизм. Учитывая новые сведения о нижнекембрийском возрасте части геосинклинальных толщ Байкальской области и о более молодом возрасте интрузий гранитов баргузинского комплекса, можно увидеть известное сходство в развитии Селенгино-Яблоневой

зоны и Байкальской горной области. Однако в более позднее время их геологическая история различалась.

Рассмотрим теперь геологические события, которые происходили в Байкальской горной области и в Селенгино-Яблоневой зоне в мезозое и кайнозое. В последней из них начиная с перми, а также в триасе, ранней и средней юре в континентальных условиях на фоне общего поднятия происходили мощные извержения, в результате которых сформировались толщи базальтов, андезитов, липаритов, их туфов и туфобрекчий мощностью до 5 км. Эволюция магмы шла в гомодромной последовательности, от основных пород в низах разреза, до кислых — в верхах. Среди вулканогенных толщ наблюдаются прослойки и пачки грубообломочных осадочных пород: глыбовых конгломератов, гравелитов и т. д. Одновременно с извержениями эффузивов происходило становление комагматических им гранитоидных и субщелочных интрузивов.

В результате энергичных тектонических движений в средней юре отложения были частично размыты и сохранились только в глубоких грабенообразных впадинах. В поздней юре и раннем мелу тектоническая активность снизилась и в отдельных впадинах накапливались более тонкие породы: алевролиты, глины, мергели, местами угленосные отложения мощностью до 2—3 км.

В позднем мелу и в палеоцене-эоцене в условиях слабо расчлененного рельефа на всей этой огромной территории, как и на всем юге Сибирской платформы, происходило формирование площадной коры выветривания. В олигоцене начинаются мощные дифференцированные тектонические движения и формируется Байкальская рифтовая структура, протягивающаяся более чем на 2500 км в северо-восточном направлении из северо-западной Монголии до южных районов Якутии и Станового хребта. Она образована кулисообразно подставляющимися друг друга грабенами, занятыми ныне либо озерами, либо выполненными толщей континентальных отложений (рис. 78). Отличается структура на западе Тункинским грабеном и рядом меридиональных впадин — Дархатской и Косогольской, уже в пределах территории Монголии. Наиболее крупным грабеном является впадина оз. Байкал. Мощность отложений в грабенах достигает 5—6 км. С олигодена до среднего плиоцена в формирующихся грабенах накапливались сравнительно тонкие песчано-глинистые отложения, что, по данным Н. А. Логачева, свидетельствует о слабо расчлененном рельефе в это время и об отсутствии крупного сводового поднятия, как это обычно считалось. И только со среднего плиоцена отмечается резкое поглубение осадочного материала как следствие быстрого роста «плеч» грабенов. Традиционное представление об «обрушении свода» в Байкальской рифтовой структуре не подтверждается. Уже в миоцене в рифтовой зоне начались извержения трахибазальтов и базальтов, продолжавшиеся вплоть до голоцена. Основные районы вулканизма были сосредоточены на северо-восточном и юго-западном окончаниях зоны. Как правило, вулканы располагались вне грабенов и были приурочены к поднятиям, только в Тункинском грабене известен вулканизм. По отношению ко всем древним структурам, в том числе и мезозойским, кайнозойские грабены являются резко наложенными.

Говоря о мезозойской истории южного обрамления Сибирской платформы, необходимо еще раз подчеркнуть, что в пределах всего этого огромного района, а также в зоне Станового хребта и Алданского щита в это время происходило неоднократное внедрение разнообразных гранитоидных интрузий. Массивы гранитов формировались

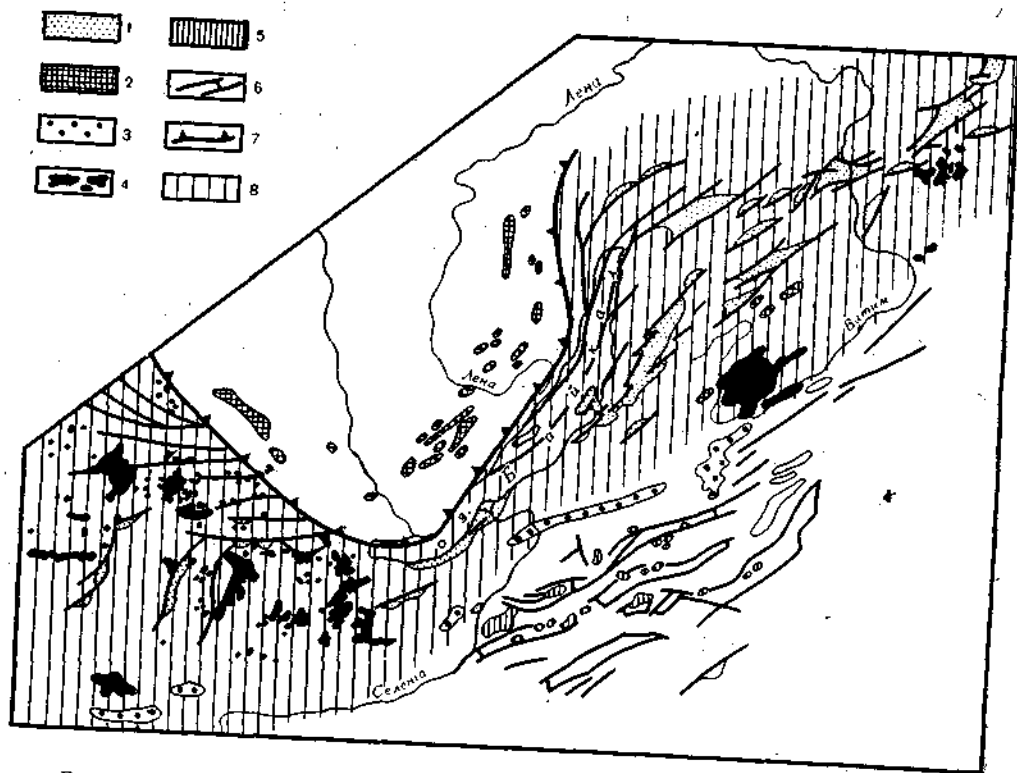


Рис. 78. Новейшая структура и формации Прибайкалья (по Н. А. Логачеву).  
Осадочные молассовые формации: 1 — олигоцен-четвертичные, 2 — олигоцен-миоценовые, 3 — меловые. Вулканогенные формации: 4 — неоген-четвертичная, 5 — верхнемеловая; 6 — разломы, активные в неоген-четвертичное время; 7 — краевой шов Сибирской платформы; 8 — область новейшей тектоно-магматической активизации

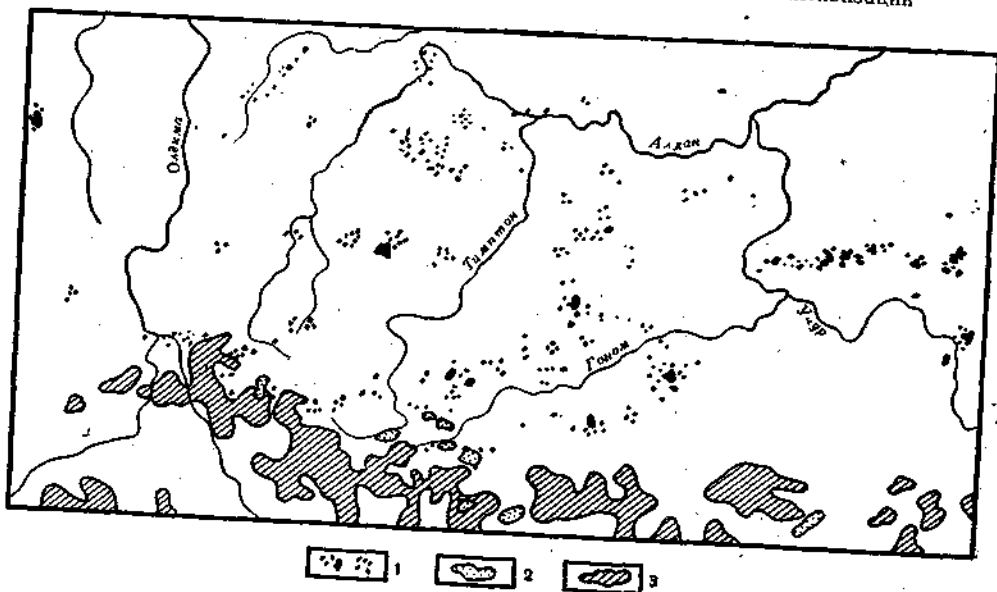


Рис. 79. Схема размещения мезозойских магматических образований на юго-востоке Сибирской платформы (по Е. П. МIRONЮК):  
1 — мезозойские интрузии Алданского щита; 2 — нижнемеловые эффузивы; 3 — верхняя юра — нижний мел, граниты и гранодиориты зоны Станового хребта

начиная с позднего триаса и кончая поздним мелом, может быть, даже палеогеном, причем по направлению к югу возраст гранитоидных массивов омолаживается, так же как и с запада на восток, от Забайкалья до хр. Джугджур. К северу от Монголо-Охотского пояса в сторону Сибирской платформы значительно повышается щелочность гранитов. Так, на Алданском щите широко развиты гипабиссальные щелочные и субщелочные штоки, дайки и лакколиты, сложенные сyenитами, граносyenитами, гранит-порфирами и т. д. позднеюрского и мелового возраста. Различные по размерам, иногда весьма крупные массивы порфировидных гранитов и гранодиоритов распространены и в Становом хребте, где они внедрялись как в поздней юре, так и в мелу (рис. 79). Подобная магматическая активизация зон древней складчатости, формирование так называемых «анорогенных» или «палеорогенных» гранитов в этих районах не имеет себе равных. Некоторые геологи считают, что она как бы «индуцирована» извне, со стороны Монголо-Охотского пояса мезозойской складчатости. Другие же полагают, что и в пределах самого пояса магматизм также «индуцирован». Во всяком случае причины такого явления еще не очень ясны.

#### Полезные ископаемые

Области байкальской складчатости богаты разнообразными полезными ископаемыми.

**Золото.** Месторождения золота находятся в пределах Енисейского хряжа, в верховьях Витима в Бодайбинском и Витимском районах, где известны как россыпные, так и коренные залежи. Золото связано с кварцевыми жилами.

**Вольфрам и молибден.** Месторождения этих металлов открыты в южных районах Байкальской горной области, в Западном Забайкалье. Рудные залежи скарнового типа, с невысоким содержанием металлов, приурочены к контактам карбонатных пород и гранитов.

**Слюда.** Крупные месторождения мусковита и флогопита в докембрийских образованиях находятся в Восточных Саянах, в Западном Забайкалье и на Енисейском хряже. Разработка некоторых залежей началась еще в XVI и XVII веках. Такие месторождения, как Слюдяное и Мамское, известны во всем мире. Огромные запасы слюды выдвигают СССР по этому виду полезных ископаемых на одно из первых мест в мире.

**Флюорит.** Месторождения флюорита, приуроченные к позднемезозойским дайкам щелочных пород, известны в Западном Забайкалье.

#### Геофизическая характеристика и глубинное строение

Обширные области южного и юго-западного обрамления Сибирской платформы — области байкальской и раннепалеозойской складчатости, — подвергшиеся в кайнозойское время мощной тектонической активизации, имеют своеобразные аномальные поля.

В гравитационном поле вся Байкальская горная область выражена общей депрессией силы тяжести, а собственно Байкальский грабен на протяжении 1000 км — резкой отрицательной аномалией во всех редукциях, так же как и ряд других грабенов. В то же время «плечи» грабенов характеризуются относительно повышенными значениями гравитационных аномалий. В междуречье Олекмы и Витима, в районе затухания рифтовой зоны, резко выраженные отрицательные гравитационные аномалии начинают как бы «расплываться» и терять свои четкие контуры. Во мно-



гих случаях наблюдается совпадение отрицательных магнитных и гравитационных аномалий.

**Магнитное поле** характеризуется в целом пониженной напряженностью. Отдельные грабены Байкальской рифтовой зоны обладают резко отрицательными узкими магнитными аномалиями, а краевые части грабенов выражены градиентными ступенями. Вне рифтовой зоны распространены небольшие по размерам положительные и отрицательные аномалии.

**Глубинное строение** Байкальской горной области и рифтовой зоны может быть обрисовано на основании интерпретации гравиметрических данных, сейсмологических исследований и ГСЗ. Отрицательные гравитационные аномалии в грабенах отражают влияние толщ рыхлых осадков (до 6 км в Южно-Байкальской впадине). Предположение о том, что такие аномалии связаны и с увеличением мощности коры, не подтвердилось сейсмическими исследованиями. Минимальные глубины залегания поверхности М составляют 34—35 км в Южно-Байкальской впадине. На западном побережье оз. Байкал мощность коры достигает 42 км, а на восточном и в Западном Забайкалье — 50 км. Таким образом, в рифтовой зоне наблюдается некоторое уменьшение мощности коры. Однако исследования сейсмостанцией «Земля» показали, что рельеф поверхности М, по-видимому, весьма сложен, так как уже под Северо-Байкальской впадиной мощность коры возрастает до 39—43 км. Важно подчеркнуть, что Байкальская рифтовая зона характеризуется очень высоким тепловым потоком (до 3,1 мкВт/см<sup>2</sup>) и что в ее пределах установлены растягивающие напряжения, перпендикулярные к простиранию грабенов.

Для западной ветви байкалид магнитное поле характеризуется полосовыми отрицательными и положительными аномалиями, простирающимися вдоль главных структур и обусловленными составом пород. В гравитационном поле в целом наблюдается депрессия силы тяжести, особенно значительная для Восточных Саян. Мощность земной коры колеблется от 45 до 50 км и превышает мощность таковой как в пределах смежных районов Сибирской платформы (42—43 км), так и Западно-Сибирской плиты (до 47 км).

#### КАЛЕДОНСКИЕ И ГЕРЦИНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

К востоку от складчатых сооружений Казахстана и вплоть до Сибирской платформы располагается обширная горная территория, названная В. А. Обручевым Алтае-Саянской горной страной. В целом она состоит из разновысотных хребтов, с абсолютными отметками менее 1000 м, выше 2000 м, а на Алтае превышающими даже 4000 м. Среди расчлененных горных хребтов располагаются впадины, характеризующиеся пологовсхолмленным рельефом с абсолютными высотами в первые сотни метров. На востоке находится хр. Восточный Саян, к которому с запада кулисообразно причленяются горные сооружения Западно-Саянского хребта. На юго-востоке территории в пределах Тувы располагаются Сангиленское нагорье и хребты Восточный и Западный Танну-Ола. Севернее Западного Саяна находится сложное горное сооружение Кузнецкого Алатау, сменяющееся юго-западнее Горной Шорией. Между Восточными Саянами и Кузнецким Алатау отчетливо вырисовывается система межгорных котловин, обычно объединяемых под названием Минусинских. Между Кузнецким Алатау и Салаирским кряжем на западе и невысокими холмами Томь-Колыван-

ской зоны на севере располагается всхолмленная область с высотами до 500 м, известная как Кузнецкий бассейн. Юго-западнее Горной Шории и системы субширотных хребтов Западного Саяна и Западного Танну-Ола находятся многочисленные горные хребты, в основном северо-западного простирания, выделяемые под названием Алтайской горной страны. Субмеридиональная ориентировка хребтов южнее сменяется на субширотную. Восточная часть Алтая — так называемый Горный Алтай — обладает максимальными высотами, которые постепенно снижаются к юго-западу, в сторону Рудного Алтая. Непосредственно западнее р. Иртыш протягиваются невысокие увалы Калбинского хребта, постепенно понижающиеся в том же направлении, в сторону Зайсанской котловины.

#### Тектоническое районирование

Алтае-Саянская складчатая область на востоке ограничена древней Сибирской платформой, а на западе — герцинской Иртыш-Зайсан-

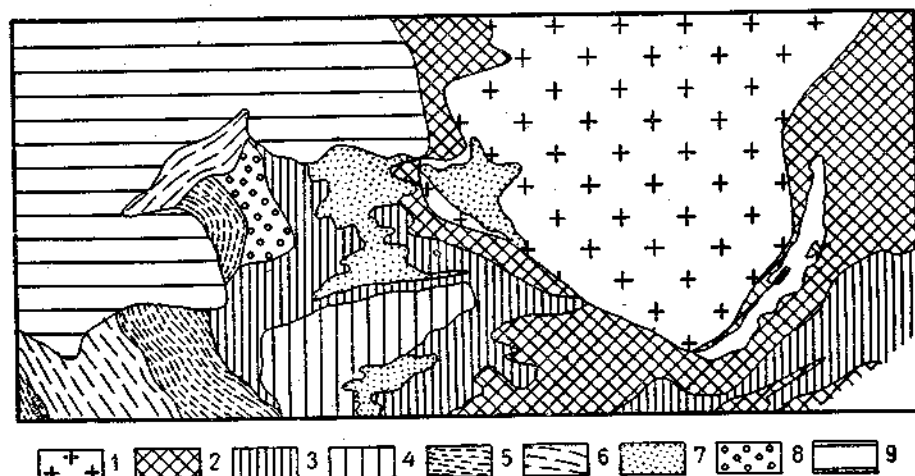


Рис. 80. Схема тектонического районирования Алтае-Саянской палеозойской складчатой области:  
1 — Сибирская платформа; 2 — байкалиды; 3 — ранние каледониды (салари́ды); 4 — поздние каледониды; 5 — ранние герциниды; 6 — поздние герциниды; 7 — орогенные впадины эпикаледонские; 8 — орогенные впадины эпигерцинские; 9 — чехол Западно-Сибирской плиты

ской зоной. В длительных геологических исследованиях этой области принимал участие большой коллектив геологов. Существующие схемы тектонического районирования часто значительно различаются между собой ввиду разной трактовки геологического развития отдельных районов. Дело в том, что замыкание геосинклинальных прогибов и складчатость происходили неодновременно даже в сравнительно близко расположенных зонах. Вместе с тем смена относительно древних складчатых сооружений более молодыми происходит не беспорядочно, а довольно последовательно с востока на запад. Именно это тесное переплетение разновозрастных, но близких по времени завершающей складчатости структур и создает трудность при тектоническом районировании Алтае-Саянской горной страны. Палеозойды Алтае-Саянской

торной страны в самом общем виде могут быть подразделены на две неравные части (рис. 80). Большая, восточная, часть относится к каледонидам в наиболее широком смысле этого слова, а меньшая, западная, часть принадлежит герцинидам. Границу между ними можно

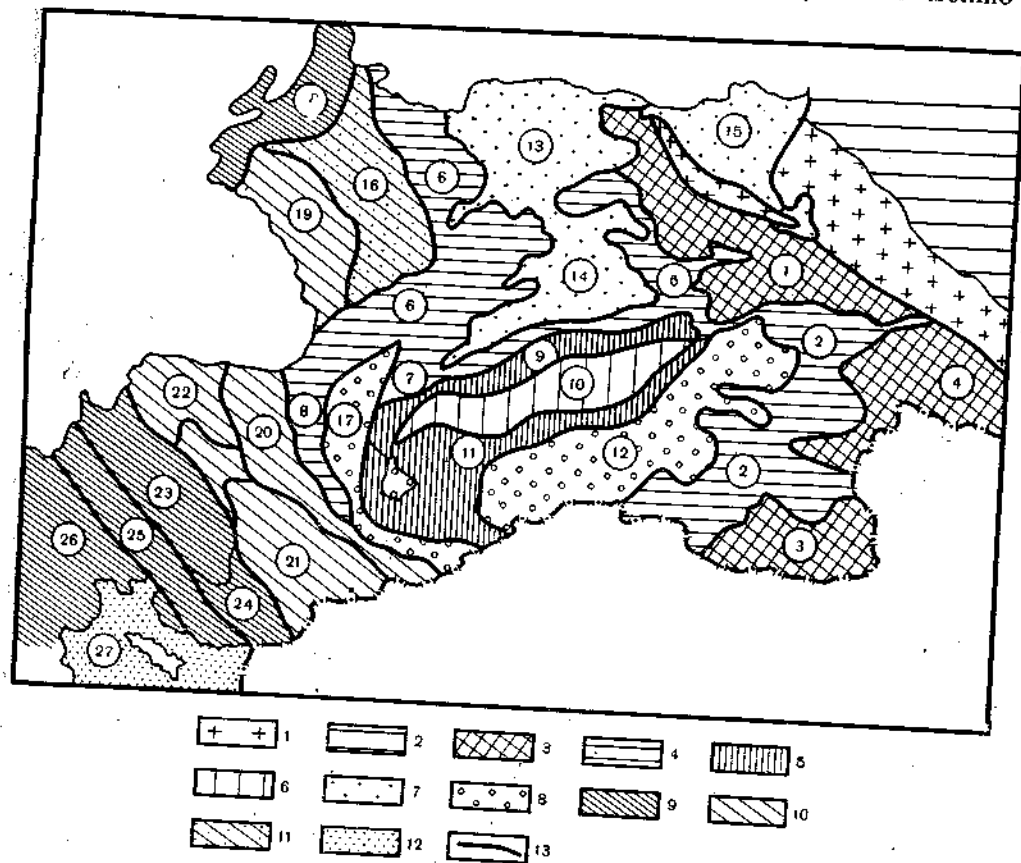


Рис. 81. Схема основных структур Алтае-Саянской области:  
 1 — выступы фундамента Сибирской платформы; 2 — чехол платформы; 3 — байкалиды; 4 — ранние каледониды (саланриды). Поздние каледониды: 5 — антиклинории, 6 — синклинории, 7 — наложенные эпикаледонские впадины и 8 — унаследованные эпикаледонские впадины. Герциниды: 9 — поздние, 10 — ранние, 11 — герцинские краевые прогибы, 12 — кайнозойские впадины; 13 — границы основных структур.  
 Цифрами в кружках обозначены основные структуры: 1 — поднятие центральной части Восточных Саян; 2 — Тувинское поднятие; 3 — Сагиленский массив; 4 — поднятие Хамар-Дабана; 5 — складчатое сооружение Восточных Саян; 6 — складчатое сооружение Кузнецкого Алатау; 7 — Абаканский антиклинорий; 8 — Катунский антиклинорий; 9 — Джебашский антиклинорий; 10 — Усинский синклинорий; 11 — Куртушибинский антиклинорий; 12 — Тувинская впадина; 13 — Северо-Минусинская впадина, 14 — Южно-Минусинская впадина; 15 — Рыбинская впадина; 16 — Кузнецкий прогиб; 17 — Уйменско-Лебедской прогиб; 18 — Томь-Колыванская зона; 19 — Салаирская зона; 20 — Ануйско-Чуйский синклинорий; 21 — Холзунско-Чуйский антиклинорий; 22 — Талицкий антиклинорий; 23 — зона Рудного Алтая; 24 — зона Южного Алтая; 25 — Калбинская зона; 26 — Иртыш-Зайсанская зона; 27 — Зайсанская впадина

условно наметить где-то в районе меридиана Телецкого озера, западнее Катунского антиклинория. В каледонидах наиболее древними являются складчатые сооружения юго-западной части Восточных Саян, Кузнецкого Алатау, Горной Шории и отчасти Тувы (рис. 81).

В этих районах геосинклинальное развитие закончилось в конце раннего кембрия или в среднем кембрии, либо даже в конце кембрия, т. е. имела место складчатость, которую часто называют салаирской или раннекаледонской. С другой стороны, в Западных Саянах завершающая складчатость произошла в раннем силуре, т. е. в этих районах проявилась хорошо известная нам собственно каледонская складчатость или, в данной области, позднекаледонская. По-видимому, в таких случаях можно в целом говорить о салаиро-каледонской складчатости, охватившей весьма значительную территорию.

После завершающей складчатости в каледонидах начиная с девона формировались крупные межгорные впадины, ряд которых развивался унаследованно (Тувинская, Уйменско-Лебедская), а другие были резко несогласно наложены на срединные массивы (?) (Минусинские). Важной особенностью геологического строения каледонид является наличие мощных и протяженных зон глубинных разломов, по которым часто происходит торцовое сочленение основных структур. Часто эти разломы фиксируются цепочками гипербазитовых интрузий. Следует подчеркнуть сложный рисунок распределения структур, которые обладают различным простиранием и размерами, иногда дугообразной, изогнутой формой. Все это придает специфический характер каледонидам Алтае-Саянской горной страны и сближает их в какой-то степени с Центральным Казахстаном, где наблюдаются примерно такие же соотношения.

Западнее меридиана Телецкого озера распространены герцинские складчатые сооружения Томь-Колыванской зоны, Горного и Рудного Алтая. Однако граница между каледонидами и герцинидами может быть проведена лишь условно и уже много лет вызывает споры. Особенно это касается трактовки геологической истории складчатых структур Горного Алтая и Салаира. Так как они располагаются в переходной зоне от каледонских к герцинским структурам, то обладают чертами строения, характерными для тех и других. Среди герцинид местами появляются зоны с более ранним завершением геосинклинального режима, в дальнейшем игравшие роль крупных поднятий. Но в то же время перестройка структурного плана в их пределах не была значительной и, например, девонские прогибы носили унаследованный характер. Так же как и в каледонидах, в герцинидах Алтае-Саянской горной страны важную роль играют глубинные разломы, подразделяющие весь Алтай на целый ряд структурно-фациальных зон, разрезы отложений в которых резко отличаются друг от друга. К Рудному Алтаю по времени завершающей складчатости близка Томь-Колыванская зона, тогда как Салаир напоминает стилем развития скорее Горный Алтай. Все это показывает, что тектоническое районирование по времени проявления завершающей складчатости в пределах Алтае-Саянской горной страны не является во многих районах вполне строгим.

#### КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах Восточных Саян наблюдается переход от Сибирской платформы к байкалидам, а от них — к каледонидам. Вопрос о проведении границ этих структурных единиц весьма дискуссионный и разными исследователями решается по-разному. Область, расположенная к юго-западу от главного разлома Восточных Саян, иногда включается в состав байкалид, складчатые сооружения которых, нарушенные разломами, как бы отдельными «заливами» проникают в сторону ран-

них каледонид (салаирид). С другой стороны, эту же зону можно рассматривать в качестве раннекаледонской, представляющей собой сочетание прогибов и поднятий, с преобладанием последних по площади. В пределах сооружения Восточных Саян имеются выступы древнего основания байкалид — своеобразные горсты, сложенные дорифейскими образованиями: Сангиленский, Хамар-Дабанский и другие (рис. 82). Учитывая неоднозначность проведения восточной границы

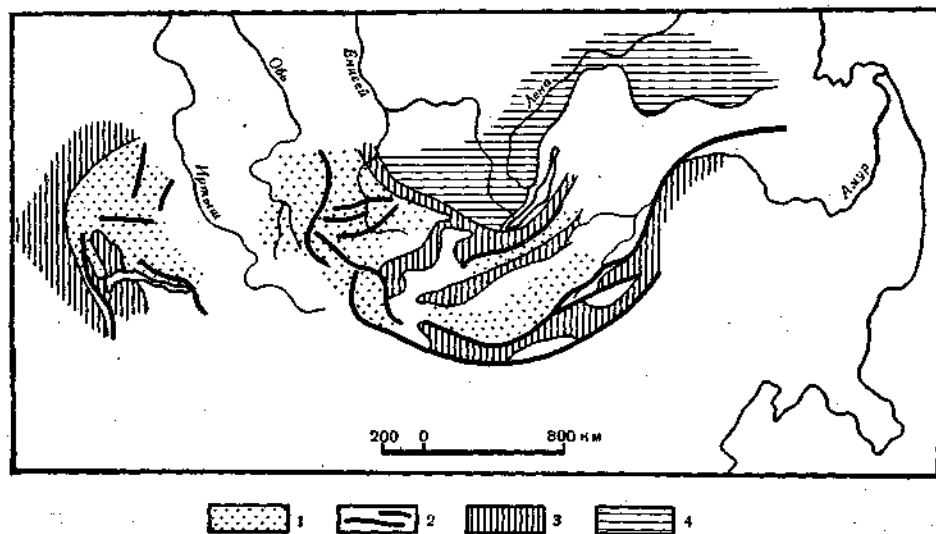


Рис. 82. Палеотектоническая схема центральной части Урало-Монгольского пояса в позднем рифее — раннем кембрии (по Л. П. Зоненшайну): 1 — зоны с широким развитием геосинклинального вулканизма; 2 — офиолитовые зоны; 3 — консолидированные массивы; 4 — площади накопления платформенных отложений

области каледонид, кратко рассмотрим их геологическое строение, занию которого мы обязаны М. А. Усову, А. Г. Володину, В. А. Кузнецову, Ю. А. Кузнецову, Н. С. Зайцеву, Л. П. Зоненшайну, И. В. Лучицкому, А. А. Моссаковскому, В. А. Унксову и многим другим.

В восточной половине Алтае-Саянской области преимущественным распространением пользуются докембрийские и нижнепалеозойские отложения, тогда как более молодые, палеозойские, развиты ограниченно. В ряде мест Восточных Саян, а возможно, и в Кузнецком Алатау известны отложения архея, представленные разнообразными гнейсами, мраморами, кварцитами и кристаллическими сланцами. В крайних восточных районах разрез отложений архея очень напоминает разрез алданского комплекса юга Сибирской платформы и также слагается нижней гнейсовой и верхней преимущественно карбонатной толщами. Мощность архейских образований весьма значительна, по-видимому, превышает 5—10 км, но точно не установлена. Гораздо шире распространены в каледонидах (салаиридах) протерозойские отложения, причем главным образом верхнепротерозойские (рифейские), в то время как нижне- и среднепротерозойские развиты ограниченно. Стратиграфия протерозойских толщ еще во многом неясна, особенно спорно сопоставление разрезов этих образований в удаленных друг от друга районах.

Дорифейские протерозойские отложения развиты в западной части Восточного Саяна, в Туве, в Кузнецком Алатау и в Западном Саяне. В целом для них устанавливается определенная последовательность в разрезе. В низах обычно залегают терригенные и карбонатные, а в верхах — часто ритмично построенные песчано-глинистые и карбонатные, иногда флишвидные отложения. Там, где видны соотношения архейских и протерозойских пород, последние залегают на первых с резким структурным несогласием. Все эти первичные породы сильно метаморфизованы и превращены в разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и мраморы. Пожалуй, шире всего распространены карбонатные отложения средней части разреза в Восточном Саяне, где они выделяются в дербинскую серию, характеризующуюся удивительным постоянством разреза на огромной территории и сложенную графитистыми мраморами с прослоями кварцитов и амфиболитовых сланцев общей мощностью до 5 км.

Выше дербинской серии залегают флишвидные песчано-глинистые и карбонатные отложения мощностью в первые километры. Вулканогенные образования в дорифейских протерозойских отложениях практически развиты только в узких зонах, отвечающих крупным глубинным разломам, а редкие интрузии представлены силлами габбро-диабазов. Характер складчатости протерозойских отложений не совсем ясен. С одной стороны, наблюдаются весьма интенсивно дислоцированные толщи, а с другой — брахиморфные, сравнительно простые куполовидные складки.

Рифейские отложения залегают на более древних породах с перерывом и угловым несогласием. Расчленение рифейских толщ на большей части территории в настоящее время еще нуждается в существенной доработке. Все же складывается впечатление, что преобладающим распространением пользуются верхнерифейские отложения. Все они представляют собой типичные геосинклинальные образования мощностью от 5 до 15—16 км, фациально сильно изменчивы и характеризуются широким развитием вулканогенных пород, что резко отличает их от протерозойских отложений. Именно с рифея, скорее всего с позднего рифея, по существу, началось развитие тех геосинклиналей, которые впоследствии превратились в каледонские складчатые сооружения Сибири.

Почти во всех районах известны спилито-диабазовые, кремнистые и аспидные толщи мощностью в несколько километров. Среди вулканогенных пород преобладают основные эффузивы: спилиты, диабазы, базальты и их туфы. Кислые вулканы встречаются намного реже. В Западных Саянах к рифею, возможно, к нижнему кембрию, относится мощная (до 10 км) джебашская серия, сложенная метаморфизованными песчано-глинистыми, вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми отложениями, венчающими разрез. Несмотря на повсеместное распространение в рифейских отложениях вулканических пород, в разных районах они занимают различное стратиграфическое положение. Так, в пределах западной части Восточного Саяна и в Западном Саяне вулканизм проявился в позднем рифее, а в Кузнецком Алатау, в Туве и в Сангиленском нагорье — возможно, в раннем (?) рифее. В каледонидах Алтае-Саянской области верхняя часть рифея довольно хорошо выделяется из общего разреза. В ней преобладают терригенные и карбонатные отложения, а осадочно-вулканогенные развиты только в Западных Саянах и на юго-западе Восточных Саян. С этими отложениями мощностью в несколько километров связаны крупные осадочные месторождения марганца, фосфоритов, железа,

золотоносные россыпи, обусловленные, по-видимому, выносом огромного количества этих элементов в период вулканической деятельности в рифейское время.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории в рифее существовала обширная геосинклинальная область с мощным, но разновременным проявлением магматической деятельности в различных районах (см. рис. 82). Такой же стиль развития продолжался и в раннем кембрии, отложения которого очень широко распространены в

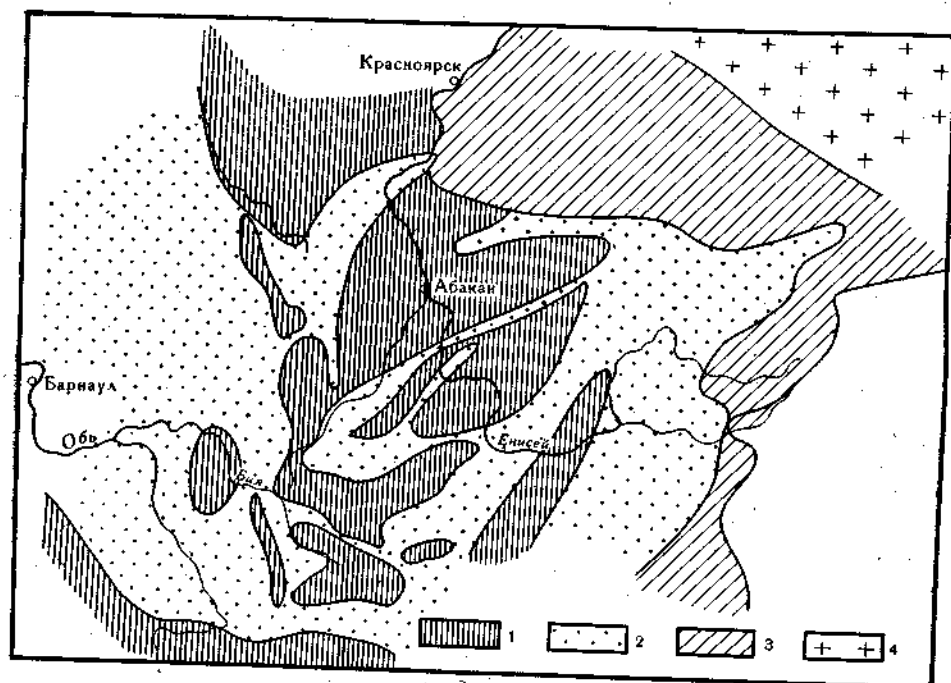


Рис. 83. Палеотектоническая схема восточной части Алтае-Саянской области для раннего кембрия (по И. Н. Казакову, с упрощением):  
1 — интрагеосинклинали; 2 — интрагеосинклинали; 3 — байкалиды; 4 — платформа

каледонидах Алтае-Саянской области — в Сангилене, в Танну-Ола, вдоль северного склона Западного Саяна, в Кузнецком Алатау, в Горной Шории, в западной части Восточных Саян. В каждом из этих районов разрезы кембрийских отложений специфичны, но в целом они представлены мощным комплексом основных, средних и реже кислых вулканогенных пород, граувакк, песчаников, глинистых сланцев, известняков и доломитов, причем доля этих пород в разрезе может сильно колебаться. Максимально распространены отложения нижнего кембрия (рис. 83). Верхний кембрий почти во всех районах отсутствует, а средний кембрий часто представлен лишь нижними горизонтами. Следовательно, геосинклинальное развитие в большинстве районов прекратилось в середине кембрия.

Вулканогенные породы чаще всего составляют 30—40% от объема всех других пород. Раньше они обычно относились к единой спилит-кератофировой раннегеосинклинальной формации, но уже в 1964 г. Ю. А. Кузнецов, а за ним и другие геологи убедительно показали, что она должна подразделяться на две обособленные формации:

спилито-диабазовую (основную) и кварц-кератофировую (кислую), приуроченные к разным тектоническим структурам. Основные эффузивы — базальты, спилиты, андезито-базальты, реже андезиты — тяготеют к узким шовным зонам, приуроченным к глубинным разломам, образующим мозаичный рисунок, и тесно связаны во времени и в пространстве с гипербазитовыми телами (офиолитовые пояса, см. рис. 82). Кислые эффузивы и их пирокласты обычно развиты в изометричных прогибах, наложившихся на раздробленный и консолидированный древний фундамент, подвергшийся раздроблению и опусканию. Извержения часто происходили в субазеральных условиях или в мелководном море. Состав вулканических продуктов в этих случаях бывает очень пестрым. Широко развит пирокластический материал.

Невулканогенная часть разреза нижнего и, частично, низов среднего кембрия представлена карбонатными породами, особенно в Кузнецком Алатау и Горной Шории, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами. Довольно часто присутствуют флишеидные толщи. Накопление таких толщ, особенно карбонатных, возможно, происходило в более стабильных и «жестких» районах, разделявшихся вулканогенными прогибами. Мощность кембрийских отложений достигает в Кузнецком Алатау 11 км, в Восточных Саянах — 6—5 км, в Туве — 5—6 км, в Западных Саянах — 6—10 км.

Таким образом, преимущественно в позднем рифее, в раннем, а местами и в среднем кембрии происходило накопление мощнейших геосинклинальных толщ, подвергшихся складчатости в среднем кембрии. Эту эпоху тектонических деформаций часто называют салаирской фазой<sup>1</sup> складчатости и придают ей такое же значение, как, например, каледонской. Многие геологи считают салаирскую фазу лишь ранним проявлением каледонской складчатости. Исключительно энергичный геосинклинальный процесс, проявившийся в рифейское и раннекембрийское время, характерной чертой которого был мощный основной вулканизм, определяет геологическое «лицо» большей части Алтае-Саянской области.

В западной части Восточных Саян на мощных вулканогенно-кремнисто-сланцевых ниже-среднекембрийских (?) отложениях с размытом залегают толща валунных и галечных конгломератов, гравелитов, пестроокрашенных песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 4—5 км, которая относится либо к среднему, либо к верхнему кембрию. Накопление такой грубообломочной толщи свидетельствует о сильных горообразовательных движениях, происходивших в это время.

В Западных Саянах в ордовике и раннем силуре происходит весьма энергичное опускание и накапливаются мощнейшие (до 15—17 км), хотя и однообразные зеленоцветные терригенные флишеидные толщи, сложенные конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами с пачками известняков. Помимо тонкой ритмичности в толщах отложений наблюдаются крупные «ритмы» мощностью в сотни метров, в основании которых преобладают грубые осадки, а в верхах — тонкие. Вверх по разрезу увеличивается и общая карбонатность отложений. Соотношения между вулканогенными толщами рифея, кембрия и ордовика не очень ясны. Однако очевидно, что в среднем кембрии тектонические движения не привели к ликвидации геосинклинального режима (рис. 84, III). Рифейско-кембрийские и ордовикские

<sup>1</sup> Следует отметить, что салаирская складчатость, выделенная в районе Салаирского края, не привела в этом регионе к окончанию геосинклинального режима, а явилась лишь отдельным эпизодом.

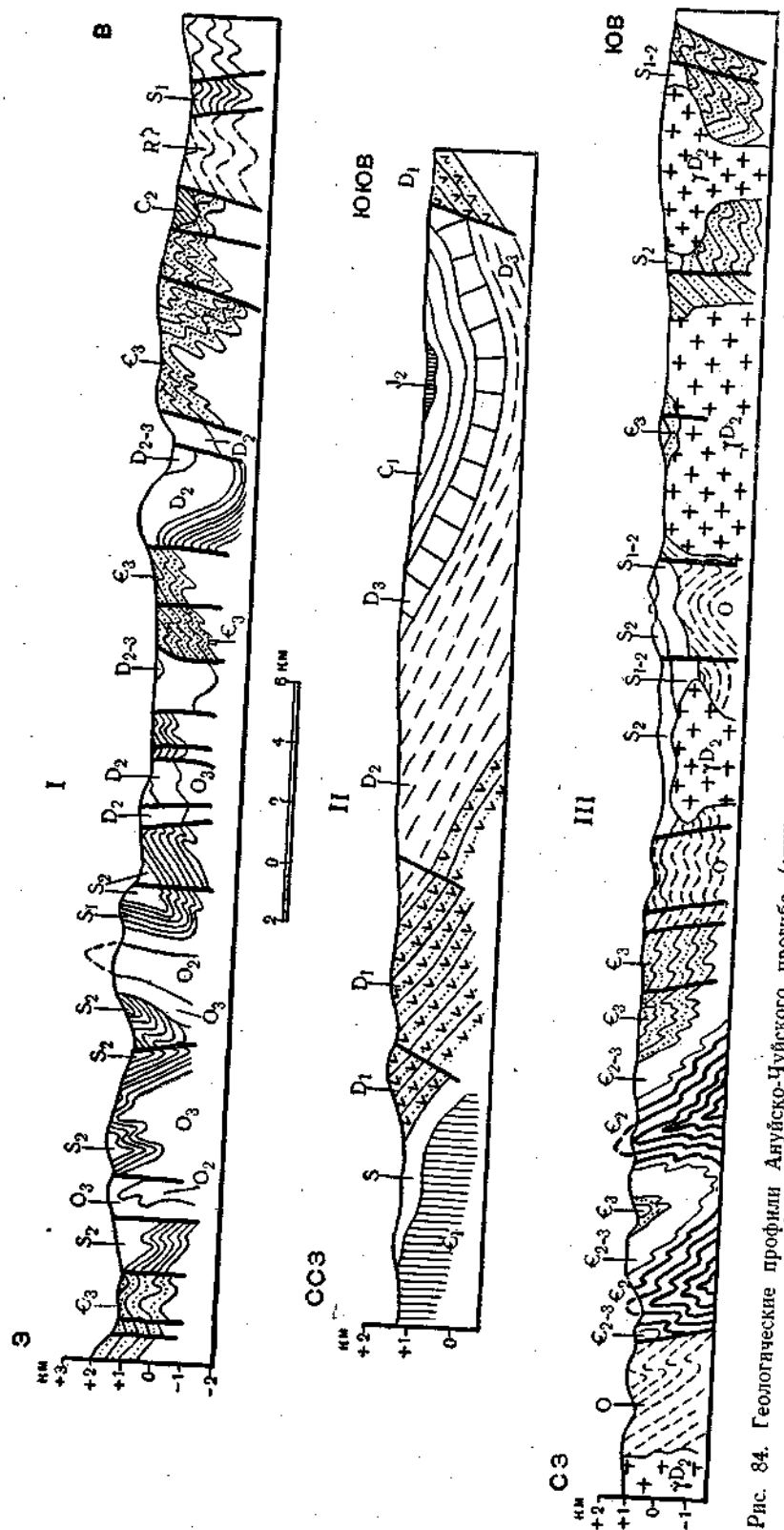


Рис. 84. Геологические профили Ануйско-Чуйского прогиба (синклинория), Горный Алтай (I), по В. И. Тихонову; Тувинского прогиба (II), по Н. С. Зайцеву; Западно-Саянского (Усинского) синклинория (III), по Л. П. Зоненшайну

образования в Западных Саянах прорываются мощным комплексом интрузий — плагиогранитов, габброидов и лейкократовых гранитов, составляющих более 60% всего объема интрузивных пород в этом районе.

В позднем силуре в Западных Саянах формируется пестроцветная моласса, состоящая из грубых обломочных и карбонатных пород, а также кислых эффузивов. Любопытные соотношения наблюдаются на юге Западных Саян в Тувинском прогибе (рис. 84, II), где в восточной его части силурийские отложения, представленные грубой морской молассой, резко несогласно залегают на кембрии и ордовике. В западном направлении несогласие постепенно исчезает и грубая моласса замещается граувакковыми и песчано-сланцево-карбонатными отложениями. Таким образом, имеет место регрессивное развитие прогиба с более поздним его замыканием на западе и с проявлением ранней складчатости на востоке.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод о том, что в результате энергичных складкообразовательных движений и мощного интрузивного магматизма большая, восточная часть рассматриваемой территории превратилась в складчатую область в середине раннего палеозоя (ранние каледониды или салаириды). В Западных Саянах и в Западной Туве складчатость произошла лишь в силуре (поздние, или собственно каледониды), причем она мигрировала во времени с востока на запад. Если для геосинклинальных толщ ранних каледонид (салаирид) были типичны вулканогенные толщи, то для второй половины кембрия — ордовика в поздних каледонидах характерны мощные терригенные зеленоцветные отложения, а вулканизм проявлялся лишь локально.

С раннего девона начинается новый этап развития каледонской части Алтае-Саянской области, когда обширные ее участки оказались раздробленными и опущенными, в результате чего сформировались крупные межгорные впадины. В этих впадинах, в частности в Минусинской, в раннем и низах среднего девона образовалась вулканогенно-осадочная толща пород мощностью в 2—4 км, залегающая с резким несогласием на всех более древних отложениях. Девонские образования представлены красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами. В центральных частях впадин развиты базальты, диабазы и долериты, по краям — более кислые эффузивы (липариты и дациты), сопровождаемые интрузиями щелочных гранитов и сиенитов. На вулканогенно-осадочной толще залегают средне-верхнедевонские, каменноугольные и пермские терригенные, местами угленосные осадочные отложения мощностью в 4—6 км. Начиная с верхов нижнего карбона и вплоть до нижней перми в разрезе встречается несколько десятков угольных пластов, причем некоторые из них достигают 10 м и более в мощности. Минусинские впадины ограничены разломами, а внутри них развиты брахиморфные, корытообразные и сундучные складки, сформированные в результате глыбовых подвижек фундамента (рис. 85). Минусинские впадины, по мнению В. С. Мелешенко и С. В. Левченко, наложены на ряд сравнительно небольших жестких срединных массивов, на которых отсутствуют отложения верхнего кембрия, ордовика и силура, а мощность рифея и нижнего кембрия не превышает 5—6 км, тогда как в окружающих районах она достигает 12—15 км.

Если Минусинские впадины являются наложенными образованиями, то расположенная на юге Тувинская впадина, также выполненная среднепалеозойскими отложениями, развивалась унаследованно по от-

ношению к ордовикско-силурийскому прогибу, кроме восточной части, где она также наложена. Следует подчеркнуть, что одновременно с мощным вулканизмом, проявившимся в наложенных впадинах, в девонское время происходил также энергичный гранитоидный магматизм, в основном приуроченный к поднятиям, например к антиклинорию Восточных Саян.

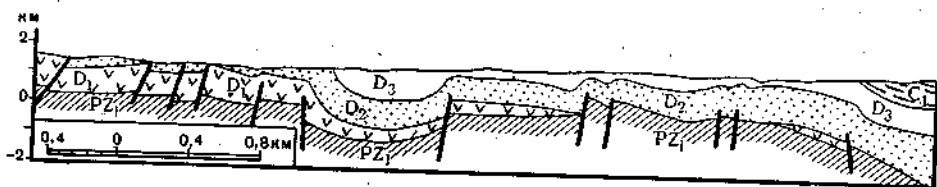


Рис. 85. Схематический профиль одного из районов Южно-Минусинской впадины (по А. А. Моссаковскому). На фундаменте, сложенном складчатыми нижнепалеозойскими отложениями, располагается нижнедевонская толща основных эффузивов и их пирокластов, а выше — осадочные отложения среднего-верхнего девона и нижнего карбона. Развиты глыбовые складки

В Минусинских и Тувинской впадинах также развиты континентальные, грубообломочные и угленосные отложения юры, достигающие 3 км мощности. Юрские отложения, залегающие в небольших грабенах, в последнее время обнаружены в разных местах Восточных Саян и в Туве, причем на различных высотах, что свидетельствует о более широком распространении юрских межгорных впадин в прошлом. Все это наряду с внедрением основных и средних интрузий указывает на возросшую тектоническую активность области в юрский период. Все другие, более молодые отложения пользуются незначительным и локальным распространением. Большую роль в формировании современного рельефа этой горной области сыграли сводово-глыбовые тектонические движения в неогене и антропогене, частично наследовавшие древние крупные разломы.

#### ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Западнее каледонских складчатых сооружений располагаются более молодые структуры, развитие которых закончилось позже, в интервале времени от среднего девона до среднего карбона. К ним относятся сооружения Горного Алтая, Рудного Алтая и Калбы, а также Томь-Колыванской зоны и Салаира (см. рис. 81). Наиболее известные труды по геологии этого региона принадлежат В. П. Нехорошеву, Д. И. Горжевскому, В. А. Кузнецову, Ю. А. Кузнецову, Г. Ф. Яковлеву, М. В. Муратову, П. Ф. Иванкину, И. И. Белостоцкому и многим другим геологам. В этой западной, меньшей части Алтае-Саянской области намечаются крупные структурно-фациальные зоны, характеризующиеся различными типами разрезов и, в свою очередь, подразделяющиеся на более мелкие, но отчетливо выраженные зоны, отличающиеся друг от друга стилем геологического развития. Принадлежность некоторых структур к герцинидам не является бесспорной и по-разному трактуется геологами.

В пределах Горного Алтая распространены докембрийские, нижнепалеозойские и, в меньшей степени, девонские отложения. На востоке Горного Алтая складчатые сооружения отделяются от каледонид си-

стемой крупных разломов, проходящих западнее р. Катунь. В состав каледонид здесь входит Катунский антиклинорий (8, см. рис. 81), сложенный интенсивно дислоцированными рифейскими-среднекембрийскими отложениями, на которых резко несогласно залегают все более молодые образования, начиная с верхнего кембрия — нижнего ордовика (рис. 86). Непосредственно к востоку от Катунского антиклинория располагается Уйменско-Лебедский прогиб (10), наложенный на раннекаледонское складчатое основание и сложенный ордовиком, силуром и девоном, причем последний очень похож на девонские отложения Минусинских впадин, о чем уже говорилось, и резко отличается от девонских отложений более западных районов. Девонские отложения Уйменско-Лебедского прогиба наследует древний структурный план. К востоку от прогиба находится Абаканский (11), или Чулышманский, антиклинорий, сформированный в раннекаледонскую складчатую эпоху. Западнее Катунского антиклинория располагаются Ануйско-Чуйский синклинорий (8), Талицкий (7) и Холзунско-Чуйский антиклинорий (6) и ряд других крупных структур, образующих основное складчатое сооружение Горного Алтая. Иногда они объединяются в Центрально-Алтайскую зону, ограниченную на западе Восточно-Алтайской зоной смятия — мощным глубинным разломом, по которому Горный Алтай слегка надвинут на сооружения Рудного Алтая.

Древнейшие отложения Горного Алтая, представленные метаморфическими породами — разнообразными кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, кремнистыми сланцами и сильно метаморфизованными основными и реже средними эффузивами, обнажаются в ядрах антиклинальных структур и достигают в целом мощности 6—10 км. Возраст этих отложений вызывает серьезные споры. Одни исследователи, например А. И. Родыгин, видят в этих образованиях архейские или нижнепротерозойские отложения, а также среднепротерозойские и рифейские. Другие, и таких большинство, допускают лишь рифейский возраст этих толщ.

Отложения нижнего и среднего кембрия согласно или с разрывом лежат на всех более древних породах и представлены известняками, эффузивами основного состава и разнообразными терригенными породами. Мощность этих типично геосинклинальных толщ превышает 10 км. В Катунском антиклинории верхний кембрий залегают несогласно на более древних отложениях и представлен толщей 0,5 км грубообломочных пород: конгломератов, гравелитов и песчаников. В Центрально-Алтайской зоне в это время накапливались мощные (до 5 км) песчано-сланцевые флишеидные отложения, верхняя часть которых отвечает, возможно, уже нижнему ордовика.

В пределах Горного Алтая развиты ордовикские и силурийские отложения, в основном сложенные терригенными, реже — терригенно-карбонатными породами общей мощностью в 5—6 км. Это преимущественно песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, мергелистые сланцы, пачки известняков. На востоке силурийские отложения с разрывом залегают на ордовикских, а верхний силур, в свою очередь, несогласно ложится на нижний. Характерной особенностью нижнесилурийских отложений является резкое увеличение их грубости вблизи центральных частей антиклинориев, что указывает на поднятие и размыв этих структур в силурийское время. Отложения верхнего силура занимают наименьшую площадь и представлены карбонатными, а на востоке и терригенными породами.

Весьма широко распространены в пределах Горного Алтая и девонские отложения, обычно залегающие несогласно на подстилающих породах и характеризующиеся очень изменчивым разрезом в раз-

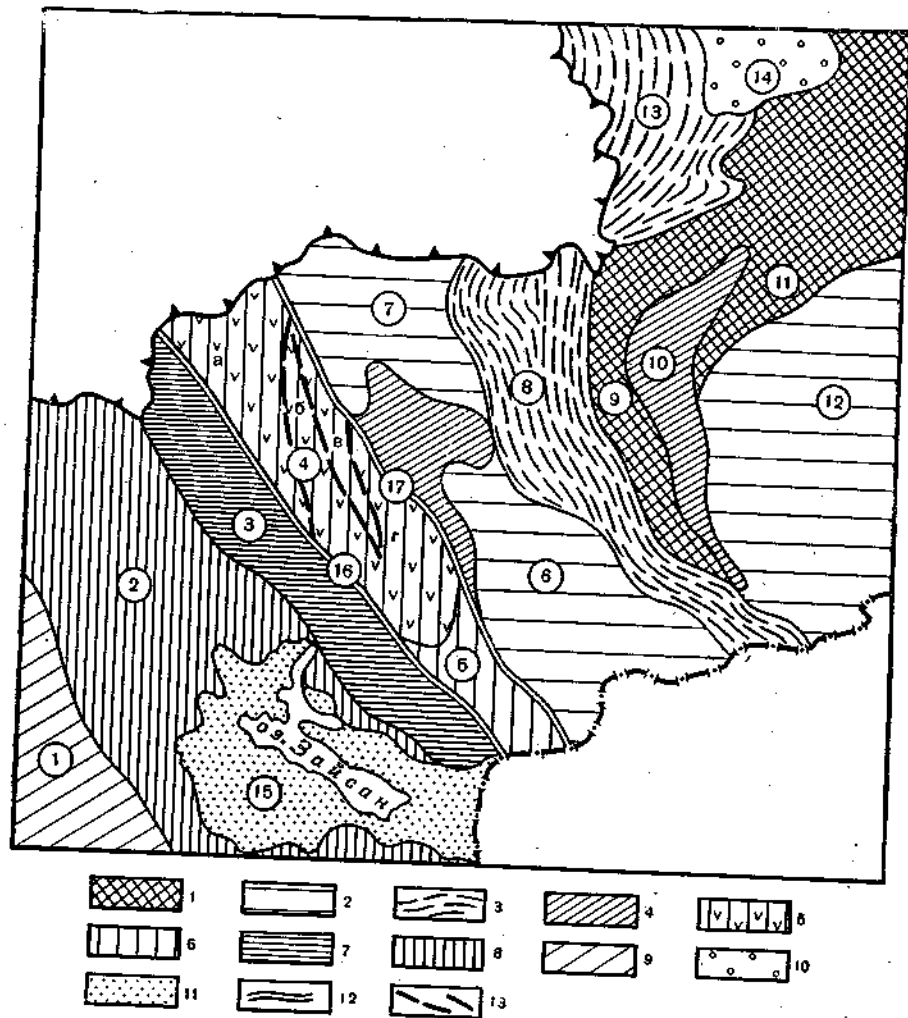


Рис. 86. Схема тектонического районирования Алтая и прилегающих территорий (по В. П. Нехорошеву, Л. П. Зоненшайну и др.): Структуры, сложенные: 1 — рифеем и кембрием, 2 — кембрием и ордовиком, 3 — ордовиком, силуром и девонем, 4 — девонем, 5 — девонем и карбоном вулканогенным, 6 — девонем и карбоном терригенным, 7 — девонем терригенным, 8 — карбоном терригенно-вулканогенным, 9 — ордовиком и силуром, 10 — карбоном — пермью, 11 — кайнозойем; 12 — крупные глубинные разломы; 13 — границы структур на Рудном Алтае. Цифры в кружках обозначают основные структуры: 1 — Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий; 2 — Иртыш-Зайсанская зона; 3 — Калбинская зона; 4 — Рудный Алтай; 5 — Южный Алтай; 6 — Холзунско-Чуйский антиклинорий; 7 — Талицкий антиклинорий; 8 — Ануйско-Чуйский синклинорий; 9 — Катунский антиклинорий; 10 — Уйменско-Лебедской прогиб; 11 — Абаканский антиклинорий; 12 — складчатое сооружение Западных Саян; 13 — Салаир; 14 — Кузбасс; 15 — Зайсанская впадина. Зоны смятия: 16 — Иртышская, 17 — Восточно-Алтайская (а — Алейский антиклинорий, б — Белоубинский синклинорий, в — Лениногорский антиклинорий, г — Быструшинский синклинорий)

личных зонах и непостоянством мощностей. Следует подчеркнуть, что в пределах антиклинорий и вблизи них девонские отложения отличаются грубостью осадков, наличием кислых эффузивов, нередко континентальными фациями, т. е. обладают признаками уже орогенных образований. А в Ануйско-Чуйском синклинории девонские отложения имеют геосинклинальный характер.

В Ануйско-Чуйском синклинории разрез герцинского комплекса начинается с верхов нижнего девона, который с несогласием залегает на мощной толще геосинклинальных терригенно-карбонатных раннепалеозойских и силурийских отложений. В краевых участках отдельных прогибов развиты мощные (1,5—2 км) толщи конгломератов, песчаников и глинистых сланцев бурой, красной и лиловой окраски. В центре прогибов распространены терригенные и карбонатные морские отложения. Средний девон характеризуется эффузивами кислого, реже среднего и основного составов в низах разреза, а верхи слагаются монотонной толщей песчаников и алевролитов с редкими прослоями кислых туфов и эффузивов. Верхний девон, особенно фаменский ярус, развит гораздо меньше, чем средний, но также представлен конгломерато-песчано-сланцевыми отложениями с кислыми и средними эффузивами. Максимальной мощности (12 км) девонские отложения достигают в юго-восточной части Ануйско-Чуйского синклинория, где они представлены красноцветными континентальными и сероцветными морскими терригенными и вулканогенными образованиями.

Западнее Ануйско-Чуйского синклинория располагается Холзунско-Чуйский антиклинорий, главной особенностью которого является резко несогласное залегание сравнительно маломощных континентальных обломочных отложений и кислых наземных эффузивов девонского возраста на каледонском складчатом комплексе. К востоку и западу от этой зоны в девонское время находились глубокие прогибы. Каменноугольные и пермские отложения в Горном Алтае локализуются в узких приразломных впадинах, имеют мощность до 1,5 км и слагаются континентальными, грубообломочными, местами угленосными образованиями. Все эти образования прорываются многочисленными разновозрастными интрузиями, от гипербазитов и до гранитов. Выделяется не менее 10 таких интрузивных комплексов, начиная от среднекембрийских гипербазитов, тяготеющих к зонам глубинных разломов, и кончая верхнекаменноугольными гранитами.

**Выводы.** Таким образом, геологическое строение Горного Алтая весьма своеобразно. С востока на запад в целом намечается омоложение возраста геосинклинальных толщ. На крайнем востоке (Катунский антиклинорий) это по существу еще каледониды, а западнее уже герциниды, хотя заключительная складчатость здесь происходила раньше, чем в Рудном Алтае. Геосинклинальный режим в Горном Алтае закончился к верхнему девону, что позволяет считать его раннегерцинским складчатым сооружением. Весьма характерно, что почти в каждой из структурно-фациальных зон их восточные части заканчивали свое геосинклинальное развитие раньше западных. Такие зоны, как Холзунско-Чуйская, в течение герцинского этапа развития играли, по-видимому, роль геоантиклинальных поднятий. В этом отношении Холзунско-Чуйский антиклинорий очень похож на Чингиз-Тарбагатайский. Обе эти структуры вызывают споры об их каледонском или герцинском возрасте. Синклинории Горного Алтая характеризуются очень напряженной линейной складчатостью, осложненной продольными взбросами. Однако в ряде девонских прогибов наблюдается более простая складчатость, вплоть до брахиморфных складок.

Рудный Алтай, располагающийся между Восточно-Алтайской и Иртышской зонами смятия (глубинными разломами), характеризуется преобладающим распространением среднепалеозойских отложений, особенно девонских. По направлению к северо-западу палеозойские структуры Рудного Алтая погружаются и перекрываются кайнозойскими отложениями Кулундинской впадины, а на юго-востоке структуры воздымаются, сменяясь антиклинорием Южного Алтая (см. рис. 81). В пределах Рудного Алтая выделяется два антиклинория: Алейский и Синоюшинский и два синклинория: Быструшинский и Белоубинский.

Наиболее древние отложения, представленные толщей метаморфизованных сланцев и песчаников (более 2 км) и обнажающиеся в ядрах антиклинориев, обычно относят к ордовика, хотя не исключен и более древний возраст какой-то их части. Отложения верхнего ордовика, силура и нижнего девона в пределах Рудного Алтая отсутствуют, так как в это время здесь происходили поднятия, складчатость и внедрение основных и кислых интрузий. В начале среднего девона имели место дифференцированные опускания и начали накапливаться чрезвычайно пестрые по составу и изменчивые по мощности вулканогенно-осадочные отложения. По данным Д. И. Горжевского, Г. Ф. Яковлева и других геологов, вулканогенные толщи приурочены обычно к положительным структурам, а в смежных прогибах вулканизм почти не известен. Среднедевонские отложения начинаются терригенными породами (конгломератами, песчаниками, алевролитами), сменяющимися выше по разрезу толщей кислых лав и туфов, местами извергавшихся в наземных условиях. В краевых участках поднятий увеличивается доля эффузивов основного состава. Мощность среднего девона в прогибах достигает 4 км, а на поднятиях — около 0,5—1 км. В конце среднедевонской эпохи произошли поднятия и складчатость. Верхнедевонская эпоха вновь началась резко дифференцированными опусканиями. В зонах поднятий в субэпиральных условиях накапливались кислые эффузивы, а в прогибах — преимущественно терригенные, песчано-глинистые толщи мощностью до 3—3,5 км. Таким образом, максимальная мощность девона на Рудном Алтае составляет около 8 км, но значительно увеличивается в зоне Южного Алтая.

Каменноугольные отложения в основном представлены нижним отделом в морских фациях. Средне- и верхнекаменноугольные лагунные и континентальные образования развиты на ограниченных площадях. Нижний карбон согласно залегает на верхнем девоне и на юго-восточном погружении Алейского антиклинория представлен терригенной толщей пород, иногда с известняками, фациально замещающейся кислыми эффузивами и кремнистыми сланцами. Мощность отложений не превышает 1,5 км. В Быструшинском синклинории разрез терригенного нижнего карбона достигает 3,5 км, а в Белоубинском — 4 км, причем появляются мощные пачки вулканогенных пород. В позднем визе на Рудном Алтае произошли складчатость и поднятие, но Южный Алтай и Калбинская зона еще прогибались и в них накапливались терригенно-вулканогенные и карбонатные отложения. Средне- и верхнекаменноугольные отложения выполняют уже межгорные впадины, одна из которых развивалась унаследованно, например в Быструшинском синклинории, а другие были несогласно наложены на различные складчатые структуры. Межгорные впадины выполнены континентальными вулканогенно-осадочными образованиями с преобладанием кислых и средних эффузивов и их туфов. В раннепермское время эти впадины продолжали прогибаться, очень большую роль играли кислые вулканы, мощность которых достигает 2 км. К позднекаменноугольной

и, возможно, к раннепермской эпохам относится внедрение трех главных комплексов гранитоидов Рудного Алтая: змеиногорского, лениногорского и калбинского, но интрузии гранитов и гранодиоритов имели место и в среднем девоне.

Таким образом, геосинклинали Рудного Алтая в целом замкнулись в конце раннего карбона. На протяжении всего своего развития они характеризовались незначительным прогибанием, так как мощность среднепалеозойских отложений не превышает в среднем 4 км, и лишь в одном, наиболее глубоко опущенном Белоубинском прогибе составляет 10 км. На Рудный Алтай по стилю развития похож Южный Алтай, отличающийся лишь более интенсивным прогибанием в среднепалеозойское время (16 км осадков) и гораздо более интенсивной линейной складчатостью, причем складки опрокинуты в юго-западном направлении. Калбинская зона, располагающаяся западнее Иртышской зоны смятия, характеризуется широким распространением девонских отложений (более 10 км), представленных вулканогенно-кремнисто-сланцевыми и карбонатными породами. Терригенные породы нижнего карбона (4 км) с небольшим несогласием перекрывают верхний девон. На юго-востоке Калбинской зоны, возможно, присутствуют маломощные (0,3 км) пермские эффузивы, несогласно залегающие на более древних отложениях.

Мезозойские отложения на Рудном Алтае отсутствуют, а кайнозойские развиты в Чуйской впадине и в ряде более мелких, где представлены олигоценowymi, неогеновыми и четвертичными континентальными глинами, песками и галечниками мощностью в первые сотни метров.

В северной части Алтае-Саянской области располагаются герцинские складчатые сооружения Салаирского кряжа и Томь-Колыванской зоны, различающиеся по своему строению. Восточнее складчатого сооружения Салаира находится своеобразный Кузнецкий краевой прогиб, наложенный на каледониды.

Салаир, образующий выпуклую к востоку дугу, в раннепалеозойское время по стилю развития очень напоминает каледониды восточной половины Алтае-Саянской области. Здесь также развиты карбонатно-вулканогенные толщи рифея и особенно широко кембрийские отложения, представленные терригенно-карбонатно-вулканогенными породами, общей мощностью 8—10 км. В основании среднего и верхнего кембрия наблюдаются несогласия, верхний кембрий развит ограниченно, что связано с проявлением салаирской фазы складчатости. Однако эта складчатость не привела к ликвидации геосинклинального режима и на кембрийских отложениях резко несогласно залегает мощная (5—6 км) почти непрерывная толща ордовикских, силурийских, девонских и нижнекаменноугольных образований. В целом они представлены терригенно-карбонатными породами с кислыми эффузивами в ордовике. Карбонатные толщи развиты в верхнем силуре и нижнем — среднем девоне. Среднедевонские отложения распространены шире, чем нижнедевонские, и залегают на них с разрывом, причем в центральной части Салаирского кряжа в основании эйфельского яруса располагается бокситоносный горизонт. В остальном преобладают терригенные породы: конгломераты, песчаники, аргиллиты. Нижнекаменноугольные отложения, представленные только своей нижней частью, сложены глинистыми сланцами и известняками и развиты только локально. Салаирское складчатое сооружение по стилю геологического развития в целом напоминает Горный Алтай и, возможно,



соединяется с ним под юго-восточной частью Барнаульской впадины, выполненной кайнозойскими отложениями.

В Томь-Колыванской зоне известны преимущественно среднепалеозойские отложения. В основном здесь распространены терригенные средне-верхнедевонские отложения общей мощностью 5—6 км. В низах разреза залегают песчано-сланцевые толщи с прослоями кислых и средних эффузивов. В средней части разреза имеется пачка известняков, а верхи слагаются довольно монотонной флишовой толщей глинистых и мергелистых сланцев, отвечающей верхнему девону — нижнему карбону. Все эти отложения смяты в линейные складки, которые местами опрокинуты и нарушены многочисленными продольными разломами.

Кузнецкая впадина выполнена каменноугольными и пермскими отложениями, а в ее центральной части — также триасовыми и юрскими. Все эти образования подстилают девонские отложения (обнажающиеся по краям) и близкие по своему характеру однообразным толщам Салаира и Томь-Колыванской зоны, но на восточном краю впадины они сходны с отложениями каледонид. Нижнекаменноугольные отложения обычно согласно перекрывают верхнедевонские и представлены морскими известняками и туфогенными алевролитами, песчаниками, мергелями мощностью от 0,5 км на северо-востоке и до 1 км на юге. Начиная с верхов нижнего карбона распространены морассовые лагуно-континентальные отложения: песчаники, конгломераты, аргиллиты с пропластками угля в верхах разреза (острогская свита) мощностью до 0,5 км. Выше согласно залегают средне-верхнекаменноугольные континентальные угленосные породы нижнебалахонской свиты (до 1 км). Нижнепермские угленосные песчано-глинистые толщи, достигающие почти 3 км мощности, также согласно залегают на верхнекаменноугольных. Верхняя пермь сложена мощной (до 4 км) угленосной толщей конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов. Таким образом, общая мощность преимущественно континентальных угленосных среднекаменноугольных — верхнепермских отложений составляет 8—9 км.

В центре Кузнецкой впадины верхнюю пермь перекрывают континентальные отложения нижнего триаса (мальцевская серия), представленные алевролитами, песчаниками, конгломератами с покровами и силлами базальтов трапповой формации (1,5 км). Все более древние породы несогласно перекрываются грубообломочными континентальными юрскими отложениями с пластами бурых углей (1 км).

Угленосные толщи Кузбасса залегают почти горизонтально и только крылья впадины полого поднимаются, благодаря чему на поверхности появляются все более древние отложения. По северной и западной периферии впадины отложения довольно сильно дислоцированы, особенно вблизи разломов. На востоке, около каледонских сооружений Кузнецкого Алатау, складчатые дислокации затухают и приобретают глыбовый характер с развитием преимущественно брахиформных антиклиналей. Все это свидетельствует о том, что Кузнецкая впадина представляет собой своеобразный краевой прогиб, выполненный огромной толщей континентальных угленосных отложений и возникший в зоне сочленения каледонских структур Кузнецкого Алатау и герцинских — Томь-Колыванской зоны и Салаира, причем его внешние зоны наложены на складчатое основание каледонид.

В позднеолигоценое, неогеновое и четвертичное время огромная территория каледонских и герцинских складчатых сооружений Алтае-Саянской горной страны оказалась вовлеченной в энергичные диффе-

ренцированные тектонические поднятия, сформировавшие современный горный рельеф. На продолжающиеся в настоящее время движения указывает довольно высокая сейсмичность этой территории, возрастающая в целом с северо-запада на юго-восток.

**Выводы.** Таким образом, в пределах Алтае-Саянской горной страны выделяются участки раннекаледонской (салаирской), собственно каледонской (позднекаледонской), раннегерцинской и собственно герцинской (позднегерцинской) складчатости. К первым из них относятся западная часть Восточного Саяна, Кузнецкий Алатау, Горная Шория. Ко вторым — Западный Саян, структуры Тувы и восточная часть Горного Алтая. К третьим — складчатые сооружения Горного Алтая и Салаира, а к четвертым — Рудный Алтай и Томь-Колыванская зона. В восточных районах тесно переплетены между собой байкальские и раннекаледонские (салаирские) структуры, а в западной — герцинские и каледонские.

С востока на запад наблюдается все более и более позднее завершение геосинклинального режима. Если в ранних каледонидах оно произошло в конце раннего кембрия, то в поздних герцинидах или в собственно герцинидах — в позднем виве или даже в ранней перми. С самого начала развития в разных местах Алтае-Саянской области важную роль играли протяженные глубинные разломы, определявшие размещение структурно-фациальных зон разного порядка. Особенностью ранних каледонид является своеобразие их геосинклинального развития, которое с рифей и до завершающей складчатости характеризовалось мощным подводным основным вулканизмом и значительно реже кислым и средним, т. е. стиль развития был типичен для раннегеосинклинальных стадий. С кембрийским вулканизмом тесно связаны пояса гипербазитов, локализующиеся в зонах развития зеленокаменных пород и глубинных разломов. В позднем кембрии — раннем ордовике происходит становление основной массы гранитоидных интрузий, занимающих на востоке области 50% территории. В девонское время на консолидированном складчатом основании заложился ряд крупных межгорных впадин, выполненных мощной вулканогенно-осадочно-угленосной толщей среднего и позднего палеозоя.

Каледонида Западных Саян и Тувы отделены от ранних каледонид на севере глубинным швом, трассируемым гипербазитами, а на западе непосредственно примыкают к сооружениям Горного Алтая. В этой каледонской зоне, так же как и в раннегерцинском Горном Алтае, в пределах положительных структур (антиклинорий) геосинклинальный режим оканчивается раньше, чем в прогибах (синклиниях). Поэтому замыкание геосинклиналей в различных зонах происходит неодновременно. Именно это обстоятельство вызывает споры об отнесении ряда районов Горного Алтая либо к поздним каледонидам, либо к ранним герцинидам. Действительно, крупные антиклинории южных районов Горного Алтая вышли из геосинклинального развития намного раньше, чем соседние с севера и востока зоны. В Западных Саянах и Туве собственно каледонский геосинклинальный комплекс характеризуется однообразными терригенными зеленоцветными отложениями и крайне ограниченным начальным вулканизмом. Здесь же широко развиты комплексы разнообразных и разновозрастных интрузий, начиная от среднекембрийских гипербазитов и кончая средне- и позднепалеозойскими гранитоидами.

Западная часть Алтае-Саянской горной страны относится к герцинидам. Следует подчеркнуть необычный, кислый вулканизм, сопутствовавший ранним стадиям развития геосинклиналей в пределах Руд-

В геофизическом отношении территория Алтае-Саянской горной страны изучена еще явно недостаточно и крайне неравномерно. По данным А. А. Борисова, Ф. С. Моисеенко, Э. Э. Фотиади, С. И. Масарского, Г. И. Каратаева и других, в гравитационном поле Алтае-Саянской области выделяется обширный минимум, северной границей которого служит северное подножие Западного Саяна, восточной — байкалсиды обрамления Сибирской платформы, западной — Восточно-Алтайская зона смятия. На юге аномалия уходит за пределы СССР. Севернее и западнее этой отчетливо выраженной депрессии силы тяжести располагается иное аномальное поле, характеризующееся повышенными положительными и повышенными отрицательными значениями, на фоне которых развиты локальные положительные аномалии, причем аномальные поля Салаира, Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау и Минусинских впадин резко различаются между собой. Салаир характеризуется относительно повышенными аномалиями. В Кузбассе, как и в Томь-Колыванской зоне, развиты отрицательные аномалии, особенно резко выраженные на западе. На севере Кузнецкого Алатау развито положительное гравитационное поле, а на остальной территории — очень слабо выраженное отрицательное. Минусинские впадины обладают аномальным полем, несколько повышенным по отношению к полю структур обрамления. Алтай характеризуется слабо повышенными, а Иртыш-Зайсанская зона — пониженными гравитационными полями. В целом крупным антиклинорием отвечают относительно повышенные значения аномалий силы тяжести, а синклинорием — пониженные. Таким образом, гравитационное поле северной и западной частей Алтае-Саянской области характеризуется мозаичностью и от минимума, расположенного на юге, отделяется гравитационной ступенью, совпадающей с крупными глубинными разломами. Резкая гравитационная ступень наблюдается и в полосе Иртышской зоны смятия.

Аномальное магнитное поле довольно хорошо отражает особенности геологической структуры рассматриваемого региона. В северной половине Алтае-Саянской области наблюдается отчетливая зональность магнитного поля, выраженная чередованием резких положительных аномалий, связанных с Минусинскими и Кузнецкой впадинами, и спокойных отрицательных аномалий, свойственных складчатому раннекаледонским сооружениям. Интенсивные положительные аномалии вызваны массами девонских эффузивов в наложенных впадинах. Любопытно, что такие же аномальные поля известны и в Касокой впадине, в пределах Западно-Сибирской плиты, где они протягиваются вплоть до устья Подкаменной Тунгуски, что, возможно, свидетельствует о широком распространении девонских или более молодых магматических пород в этих районах. Вдоль восточной границы Кузбасса и Кузнецкого Алатау прослеживаются полосовидные магнитные максимумы, уходящие как на юг (в Горную Шорию и южнее), так и далеко на север, где они прослеживаются под покровом мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты вплоть до широты Норильска. Линейные отрицательные и положительные магнитные аномалии в северных районах Алтае-Саянской области, по-видимому, обусловлены гипербазитовыми интрузиями, расположенными в зонах глубинных разломов. Отмеченная выше гравитационная ступень между минимумом силы тяжести на юге и мозаичным гравитационным полем на севере также отчетливо выражена и в магнитных ано-

ного Алтая. На Алтае важную роль играют глубинные разломы, определившие размещение структурно-фациальных зон. Так же, как и во всей Алтае-Саянской горной стране, большое значение принадлежит здесь интрузиям, главным образом, верхнепалеозойским гранитоидам. В позднем кайнозое вся эта территория испытывает резкую активизацию тектонических движений, которые создали современный горный рельеф.

### Полезные ископаемые

Алтае-Саянская горная область весьма богата разнообразными полезными ископаемыми. В ее каледонской части наибольшее значение имеют контактово-метасоматические железорудные месторождения: Темиртау, Тейское, Тельбесское и другие, являющиеся базой металлургии Западной Сибири. Все эти месторождения связаны с каледонскими гранитами и вулканогенно-карбонатными отложениями. С каледонскими гранитами в Хакасии связаны также полиметаллические и, частично, в Кузнецком Алатау молибденовые и вольфрамовые месторождения. Довольно широко развиты в Туве и Горной Шории ртутные месторождения, локализующиеся вдоль протяженных зон крупных глубинных разломов. С гипербазитами в этих же зонах связаны мелкие месторождения хрома и никеля и значительные — в Восточной Туве — талька и асбеста. Известны и крупные залежи бокситов в Восточном Саяне, приуроченные к древней коре выветривания, развитой по рифейским известнякам, месторождения марганца (Кузнецкий Алатау), находящиеся в вулканогенно-терригенных и карбонатных породах, а также пластовые залежи фосфоритов. Меньшее значение имеют месторождения угля, связанные с верхнепалеозойскими отложениями в Минусинских впадинах, где обнаружены также газо- и нефтепроявления.

В более западных герцинских зонах Алтае-Саянской области залежи полезных ископаемых распространены еще шире. Чрезвычайно важную роль играют верхнепалеозойские угли Кузбасса, общая рабочая мощность пластов которых составляет почти 200 м. В Салаирском кряже в среднедевонских отложениях известны залежи бокситов, а также полиметаллов и россыпи золота, ныне почти полностью выработанные.

На Алтае выделяется целый ряд рудных поясов, ориентированных в северо-западном направлении. На крайнем востоке находятся месторождения ртути и полиметаллов, сменяющиеся к западу молибден-вольфрамовым поясом центральной части Горного Алтая. Основное богатство Рудного Алтая составляют месторождения полиметаллов, разработка которых, наряду с месторождениями серебра, началась еще в XVIII в. Залежи свинца и цинка связаны в основном с герцинскими гранитоидными интрузиями, размещающимися главным образом в девонских вулканогенных толщах. Многие месторождения помимо свинца и цинка попутно дают также золото, серебро, медь и редкие металлы. В пределах Калбинского хребта, где развиты пермские граниты, находятся многочисленные месторождения вольфрама и олова. Несколько западнее располагается рудный пояс с месторождениями молибдена и вольфрама. В Рудном и отчасти Горном Алтае широко известны пользуются месторождения поделочных и декоративных камней: яшм, мраморов и т. д., а также разнообразных строительных материалов.

## ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

На крайнем севере Азиатского материка располагаются невысокие горы Таймырского полуострова, отделенные Северо-Сибирской низменностью от Среднесибирского плоскогорья. Севернее Таймыра за проливом Вилькицкого находятся острова архипелага Северной

малых. Салаир и Томь-Колыванская зона обладают либо нормальными, либо пониженными магнитными аномалиями, а Рудный Алтай — повышенными. Резко дифференцированное магнитное поле свойственно зонам с широким развитием рифейско-кембрийского вулканизма.

**Глубинное строение** Алтае-Саянской области можно наметить лишь в самых общих чертах, базируясь на сравнительно редких данных ГСЗ, точечных определениях мощности земной коры с помощью

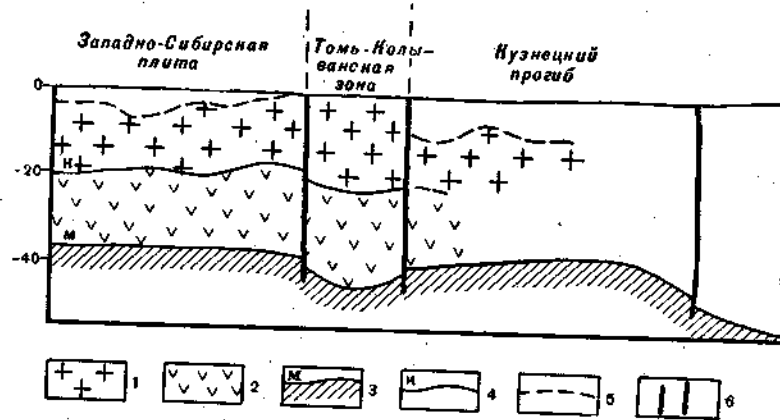


Рис. 87. Схема строения земной коры в районе Томь-Колыванской зоны (по С. В. Крылову и др.):  
1 — гранитный слой; 2 — базальтовый слой; 3 — поверхность М; 4 — поверхность К; 5 — поверхность складчатого фундамента; 6 — разломы

промышленных взрывов и интерпретации аномального гравитационного поля. В целом в области наблюдается увеличение мощности земной коры с запада на восток и с севера на юг, т. е. мощность коры увеличивается в более высокогорных районах до 50—55 км, в то время как в северной части Алтае-Саянской области она составляет примерно 40 км. Такое утолщение коры находится в соответствии с наблюдаемой обширной депрессией силы тяжести, свидетельствующей о прогибе поверхности М, т. е. о существовании сравнительно небольших «корней гор». Рельеф поверхности К и мощность гранитного и базальтового слоев могут быть оценены лишь весьма приблизительно. На крайнем западе, в Иртыш-Зайсанской зоне, мощность гранитного слоя составляет примерно 15—18 км, а базальтового — 25 км. По направлению к востоку оба слоя несколько увеличиваются в мощности, причем особенно базальтовый слой утолщается под Восточными Саянами и в Туве (до 35—40 км).

В целом в горной зоне земная кора несколько менее мощная, чем в каледонской, но гранитный слой составляет 12—15 и 16—18 км, а в южной части Горного Алтая — 20—22 км. В районе Кузнецкой впадины мощность коры сокращается до 37—38 км по сравнению с Томь-Колыванской зоной (43 км) за счет редукции базальтового слоя (до 7 км), а гранитный слой практически не меняет своей мощности (рис. 87). Глубинные разломы Алтае-Саянской области хорошо фиксируются по данным ГСЗ и достигают верхней мантии.

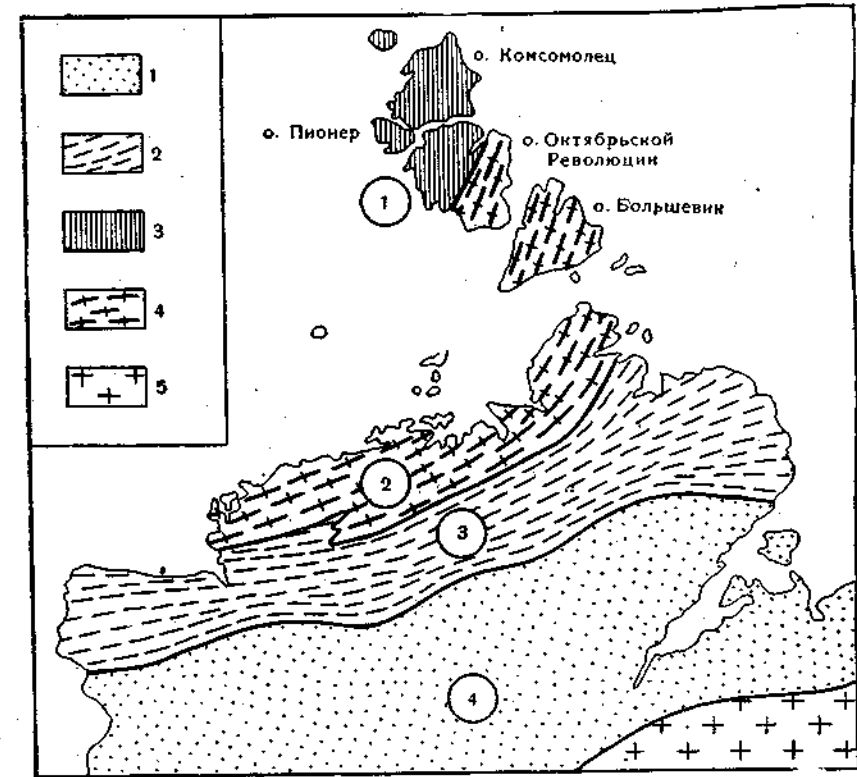


Рис. 88. Схема основных структур Таймыро-Североземельской складчатой области:  
1 — области развития юрских и меловых отложений; 2 — ранние мезозонды; 3 — каледониды; 4 — область добайкальской и байкальской (?) складчатости; 5 — Сибирская платформа. Цифры в кружках обозначают зоны: 1 — Северную, 2 — Центральную, 3 — Южную, 4 — Хатанга-Пясинский прогиб

Земли. Горный Таймыр представляет собой складчатую область, в которой развиты отложения от архея до триаса, перекрытые размытым чехлом юрских и меловых осадков, значительно увеличивающихся в мощности к югу и слагающих Хатанга-Пясинский прогиб. По северной периферии Сибирской платформы обнажаются толщи пород, однообразные отложениям южной окраины Таймырской складчатой области. Таким образом, сочленение структур Таймыра и Сибирской платформы происходит под Хатанга-Пясинским прогибом. Геологическое строение Таймыра изучено еще недостаточно, и его история развития интерпретируется по-разному.

На Таймыре отчетливо выделяется несколько зон северо-восточного простирания, слегка изгибающихся к северу в восточной части полуострова (рис. 88). На севере Таймыра прослеживается зона раз-

вития архейских и протерозойских (дорифейских) отложений. С юга ее обрамляет узкая зона, где рифейские отложения залегают в грабенах. Еще южнее располагается широкая полоса складчатых нижне- и среднепалеозойских отложений, в свою очередь, сменяющаяся зоной развития верхнепалеозойских и триасовых пород. Эта последняя, наиболее южная, складчатая зона Таймыра несогласно перекрывается юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями Хатанга-Пясинского прогиба. На о. Большевик и на восточном побережье о. Октябрьской Революции распространены метаморфизованные отложения протерозоя, те же, что и на Северном Таймыре. На более западных островах архипелага Северной Земли находится зона с нижним и средним палеозоем. Объединяя некоторые мелкие зоны, в этом регионе можно выделить три основные зоны: северную — на островах Комсомолец, Пионер и Октябрьской Революции, сложенную палеозоем; центральную — в пределах северной половины лова Таймыр и о. Большевик, образованную докембрийскими породами; южную — располагающуюся в южной половине Таймыра и сложенную палеозойскими и мезозойскими отложениями (см. рис. 88).

**Северная зона** образована нижне- и среднепалеозойскими отложениями. Кембрий, ордовик и силур представлены терригенными и карбонатно-терригенными породами мощностью более 5 км. Этот комплекс с несогласием перекрывается лагуно-континентальными, красноцветными, также дислоцированными девонскими отложениями. Следовательно, в этой зоне, несомненно, отмечаются каледонские движения на рубеже силура и девона.

**Центральная зона** складывается докембрийскими образованиями, расчленение которых вызывает споры. Архейские (?) или протерозойские (?) породы подразделяются на два комплекса. Нижний представлен гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, образовавшимися за счет первично терригенных и основных магматических пород. Верхний комплекс, залегающий с несогласием на нижнем, представлен различными сланцами более слабых степеней метаморфизма. Мощность отложений двух комплексов превышает 10—11 км.

Рифейские отложения залегают без явного несогласия на породах верхнего (среднепротерозойского?) комплекса и представлены филлитами, кварцитами, метапесчаниками, мраморами, основными и кислыми эффузивами, в том числе спилитами, туфами. В верхах разреза появляются грубые песчаники, конгломераты и известняки. Максимальная мощность рифейских отложений достигает нескольких километров в центральном участке этой зоны. Отложения прорываются несколькими генерациями гранитоидных интрузий. Следует подчеркнуть, что простираются протерозойских (донижнекембрийских) структур север-северо-восточное, близкое к меридиональному, а не субширотное (рис. 89). На рифейских отложениях резко несогласно залегают мало-мощные породы нижнего кембрия.

**В южной зоне**, в ее северной части, преобладающим распространением пользуются карбонатные отложения от нижнего кембрия до верхнего девона и нижнего карбона. Породы представлены доломитами, разнообразными известняками и мергелями, а также глинистыми, битуминозными сланцами, часто граптолитовыми (ордовик, силур). Характерной особенностью нижне-среднепалеозойских отложений является полное отсутствие всяких магматических пород и незначительная мощность (первые сотни метров для каждого отдела). Отложения карбона известны и в более южных районах, где они обнажаются в антиклиналях. Нижнекаменноугольные отложения залегают несоглас-

но на верхнедевонских и представлены известняками, доломитами, кремнистыми известняками, мергелями с резко подчиненными терригенными породами мощностью до 1 км в центральном Таймыре, а на западе и востоке — до 0,4—0,5 км. Средний и верхний отделы карбона характеризуются постепенной сменой вверх по разрезу морских известняков терригенным песчано-глинистым материалом, местами с остат-



Рис. 89. Рифейский прогиб на территории Таймыра и прилегающих районов (по Ю. Е. Погребницкому, К. К. Демюкидову, Я. И. Полькину). Точки — области поднятия. Белое поле с изоляциями — область прогибания в изоплахтах, км. Черные линии — разломы

ками флоры, что свидетельствует о континентальных условиях накопления. Мощности колеблются от 0,3 до 1 км.

Пермские отложения распространены только в южной части зоны и представлены песчано-глинистыми, местами угленосными породами с флорой тунгусского типа. Наличие горизонтов известняков с фауной брахиопод и кораллов указывает на периодическое проникновение моря в эти районы. Верхнепермские отложения представлены конгломератами, грубыми песчаниками, алеволитами и пластами углей. На востоке Таймыра все время чувствуется влияние морского осадконакопления. Здесь в пермских отложениях гораздо больше карбонатных пород с морской фауной, тогда как в западном Таймыре преобладают песчано-глинистые континентальные породы. В верхах перми появляются вулканогенные отложения, туфы и покровы базальтов. Мощность пермских отложений достигает 5—6 км.

Нижний триас повсеместно представлен мощной (до 3 км) вулканогенной трапповой формацией, состоящей из многочисленных покровов толеитовых базальтов, с подчиненными прослоями туфов, а также силлов, даек и штоков долеритов и габбро-долеритов. Наиболее ранние трапповые интрузии известны уже в ранней перми, а самые молодые — в позднем триасе. Над лавовой толщей местами залегают красочветные грубообломочные, туфогенные, континентальные и реже морские отложения верхнего — среднего триаса и, возможно, лейаса (1—1,5 км). Возможно, трапповая толща распространена и под Хатанга-Пясинским прогибом, появляясь вновь по северной периферии Сибирской платформы. Таким образом, в поздней перми и раннем триасе трапповый магматизм охватил громадную территорию запада и севера Сибирской платформы, южного Таймыра, а также обширные пространства Западно-Сибирской плиты (см. рис. 93).

В позднем триасе вся территория Таймыра испытала интенсивную складчатость, затухающую в западном направлении и максимальную проявившуюся на востоке. На отложениях триаса резко несогласно залегают юрские и меловые отложения Хатанга-Пясинского прогиба.

### Структура и тектоническая позиция Таймыра

Изложенный выше фактический материал по-разному трактуется геологами. Так, В. А. Вакар, И. П. Атласов и другие полагают, что на Таймыре существует несколько разновозрастных складчатых зон, последовательно сменяющих друг друга с севера на юг. Докембрийское ядро обрамляется каледонидами, а затем и герцинидами. В свою очередь, к северу от наиболее древней зоны снова располагаются каледониды Северной Земли. Ю. Е. Погребницкий считает, что нижне- и среднепалеозойские отложения являются платформенными. Никакой каледонской складчатости в пределах Таймыра, по его мнению, не установлено.

Наиболее правдоподобная трактовка геологического строения этого региона, по-видимому, может заключаться в признании существования в северной зоне каледонид (поздних каледонид?). Центральная зона представляет собой область добайкальской и байкальской (?) складчатости. Южная зона — это область раннемезозойской складчатости, где до позднего триаса, начиная с кембрия, не происходило никаких складчатых деформаций. Увеличение роли морских отложений на востоке Таймыра в южной зоне, а также степени складчатости в этом же направлении позволяло рассматривать зону как редуцированные мезозойды («апофизы») Верхоянской геосинклинали, вырождающейся в западном направлении в район низовьев Енисея, что впервые было отмечено Н. П. Херасковым и Ю. М. Пушаровским. Однако развитие прогиба Бырранга не было типично геосинклинальным. В то же время тектонические условия, существовавшие, например, в ордовике, силуре и девоне, нельзя назвать и типично платформенными. В последнее время появились данные, указывающие на поворот складчатых сооружений Таймыра в северо-восточном направлении и на отсутствие связей с Верхоянскими мезозойдами. Возможно, что севернее устья Лены располагаются срединные массивы.

### Полезные ископаемые

В настоящее время имеются сведения о возможной перспективности Таймыра в отношении целого ряда полезных ископаемых.

Каменный уголь установлен в пермских отложениях, причем мощность отдельных пластов угля достигает 10—12 м при общем количестве пластов более 40. Месторождения каменного угля разрабатываются открытым способом и расположены в горной части полуострова. Угли высокого качества, в том числе и коксующиеся. В более молодых триасовых отложениях встречаются пласты бурых углей.

Полиметаллы, ртуть и молибден связаны с позднепалеозойскими небольшими щелочными интрузиями. Намечается несколько рудных поясов, простирающихся согласно палеозойским структурам. Кроме указанных металлов также встречены вольфрам и мышьяк как спутники молибдена и ртути.

### ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ЭПИПАЛЕЗОЙСКАЯ ПЛИТА

Огромное пространство Западно-Сибирской низменности, покрытое сплошным чехлом четвертичных отложений, в геологическом отношении представляет собой эпипалеозойскую плиту, ограниченную на западе Уральскими горами, на востоке — Сибирской платформой, а на юго-востоке и юге — каледонскими и герцинскими складчатыми сооружениями Казахского нагорья и Алтае-Саянской области. Западно-Сибирская плита на севере, по-видимому, продолжается в акваторию Карского моря, но граница ее в этих местах остается еще неясной. В районе Тургайской седловины происходит сочленение Западно-Сибирской и Туранской плит. Еще 20 лет тому назад вся эта территория площадью более 3,5 млн. км<sup>2</sup> была совершенно не изучена и о ее строении высказывались самые противоречивые мнения, часто взаимно исключающие друг друга. В настоящее время благодаря большому объему геофизических и буровых работ положение резко изменилось.

Так же как и другие эпипалеозойские плиты, Западно-Сибирская обладает двухэтажным строением. Отчетливо выражен нижний этаж — гетерогенный фундамент и верхний — платформенный чехол, резко несогласно залегающий на фундаменте. В то же время выявлен своеобразный комплекс отложений, тектоническая позиция которого неопределенна и который относится либо к фундаменту, либо к чехлу или придают ему самостоятельное значение.

### Геологическое строение

**Фундамент плиты.** Наибольшее число нерешенных и неясных вопросов связано с внутренним строением фундамента плиты. До сих пор интерпретация геофизических и буровых материалов не позволяет однозначно толковать строение фундамента, особенно в ее центральных и северных районах.

В составе фундамента выделяется несколько разновозрастных зон (рис. 90). На западе плиты, по данным П. К. Куликова и других геологов, устанавливается широкая (200—300 км) полоса с герцинским возрастом складчатости, простирающаяся примерно до меридиана Иртыша и Оби. В строении и развитии полосы герцинид имеется много общего с Уралом, так как, по существу, это единая складчатая область. В ее закрытой части установлены рифейские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные и пермские отложения, слагающие крупные антиклинории и синклинории. Большая часть структур ограничивается разломами. Рифейские и нижнепалеозойские отложения, слагающие ядра антиклинориев, представлены гнейсами и разнообразными кристаллическими сланцами. Среднепалеозойские толщи слагаются вул-

каногенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, подвергшимися складчатости в среднем-позднем карбоне. Все породы

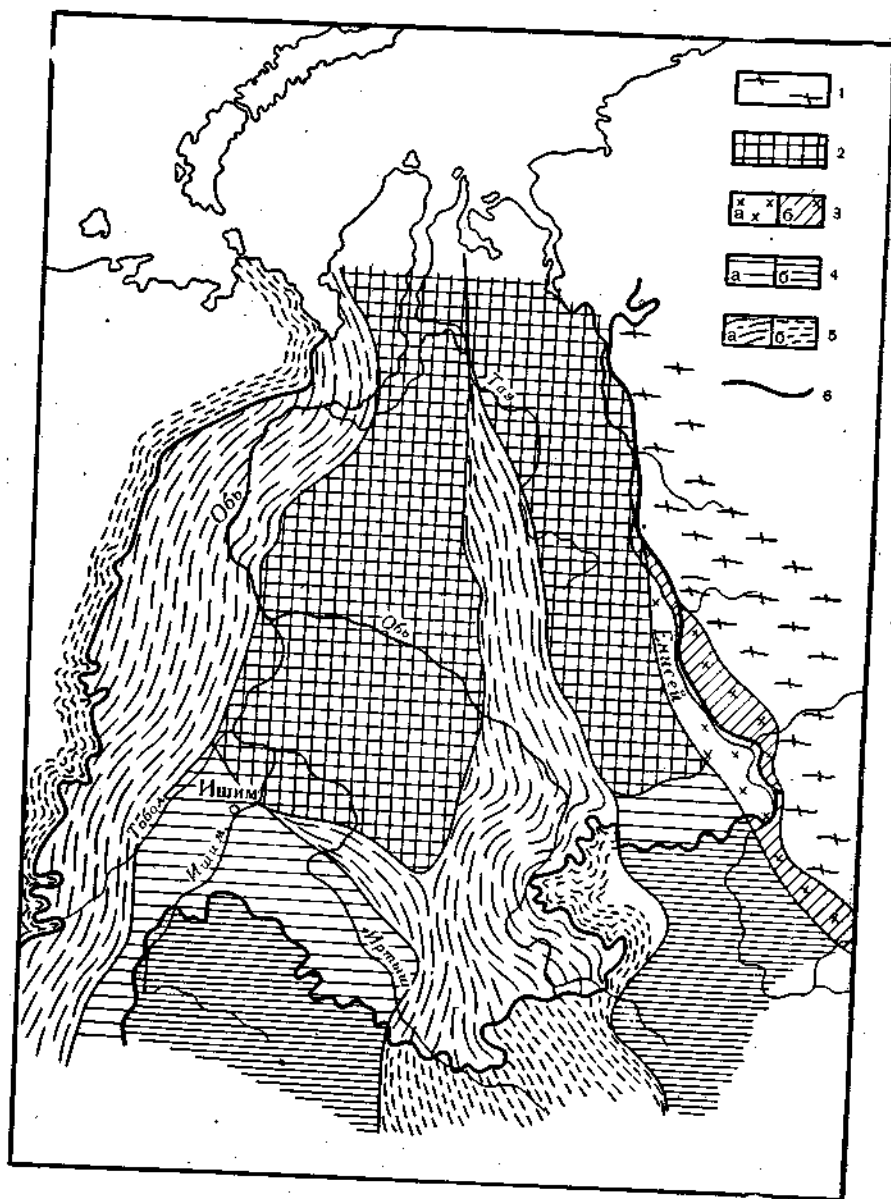


Рис. 90. Схема строения фундамента Западно-Сибирской плиты (по П. К. Куликову и др., с упрощением): 1 — Сибирская платформа; 2 — массивы добайкальской или байкальской консолидации; 3 — байкалиды под чехлом (а) и на поверхности (б); 4 — каледониды под чехлом (а) и на поверхности (б); 5 — герциниды под чехлом (а) и на поверхности (б); 6 — границы плиты

прорваны многочисленными среднепалеозойскими интрузиями габброидов и верхнепалеозойскими гранитоидами. Несмотря на то что вся

Приуральская зона изучена еще недостаточно, ее сходство с зоной Восточного склона Урала несомненно.

На юге Западно-Сибирской плиты, в междуречье Иртыша и Тобола, ее фундамент сложен каледонскими складчатыми структурами, продолжающими каледонские структуры Казахского нагорья примерно до района г. Ишим. В строении фундамента принимают участие докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы, а нижний палеозой представлен зеленокаменными вулканогенно-осадочными толщами, напоминающими таковые северной части Казахского нагорья. Широко развиты в этом районе также девонские и нижнекаменноугольные континентальные и осадочно-вулканогенные, морские, терригенно-карбонатные, красноцветные и угленосные отложения, выполняющие обширные изометричные впадины, подобные Тенизской. Каледонский фундамент плиты граничит на западе по Восточно-Уральскому глубинному шву с герцинидами Урала, а на востоке по Павлодарско-Уренгойскому глубинному разлому — с герцинской Иртыш-Зайсанской (Обь-Зайсанской) зоной, которая продолжается далеко к северу, примерно до низовьев рек Пура и Таза.

На юго-востоке плиты располагаются погруженные складчатые структуры Томь-Колыванской, Салаирской и Алтайской зон. Основание этой субмеридиональной полосы герцинид слагается рифейскими (?) отложениями: гранито-гнейсами, гнейсами, кристаллическими сланцами, прорванными гранитоидами с возрастом около 750 млн. лет, вскрытыми рядом скважин. Палеозойские отложения, резко отличающиеся от рифейских (?), в западной части полосы представлены вулканогенными, вулканогенно-кремнистыми, кремнистыми и карбонатными породами, а в восточной — песчано-глинистыми, напоминающими сланцевые толщи девона — нижнего карбона Томь-Колыванской зоны. П. К. Куликов предполагает, что на севере плиты девонские и каменноугольные образования непосредственно ложатся на байкальское складчатое основание, а нижний палеозой здесь отсутствует в противоположность южным районам, где, несомненно, присутствует полный разрез палеозоя, как и в складчатом южном обрамлении плиты.

Между западной Уральской и восточной Обь-Зайсанской зонами герцинид и каледонидами на юге располагается наиболее опущенная и наименее изученная центральная часть плиты, выделяемая в Надымскую, или Иртыш-Надымскую, область, северная граница которой неясна и уходит в Карское море. Фундамент этой области слагается кристаллическими сланцами, филлитами, мраморами, а судя по данным аэромагнитной съемки, также и вулканогенными породами, прорванными массивами гранитов с возрастом 700—1000 млн. лет. На этих породах с резким несогласием плащеобразно залегают нижнепалеозойские (?), девонские и каменноугольные песчано-глинистые и карбонатные отложения платформенного типа. Все это свидетельствует о существовании в этом районе области древней, явно допалеозойской консолидации. Байкальский или добайкальский фундамент погружается в северном направлении и туда же возрастает мощность предполагаемых палеозойских весьма полого смятых отложений. На юге фундамент более приподнят и на нем сформировались изометричные впадины, выполненные менее мощными девонско-нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными отложениями.

Наиболее восточную часть фундамента Западно-Сибирской плиты образует Приенисейская зона байкалид или более древних сооружений, протягивающаяся вдоль западной окраины Восточно-Сибирской платформы. На основании немногочисленных скважин и геофизических дан-

ных в этой зоне предполагается присутствие отложений архея, протерозоя и рифея, причем последние характеризуются отсутствием вулканических пород, что обближает их с разрезами Енисейского кряжа. Возможно, что в западном направлении в более внутренних зонах появляются и вулканогенные породы. На докембрийском основании резко несогласно и спокойно залегают отложения кембрия, ордовика, ондура и девона, представленные карбонатными и терригенными породами без вулканогенного материала. Их общая мощность может достигать 4—6 км.

К северу от этой зоны в пределы Западно-Сибирской плиты попадает крайняя юго-западная часть Таймырской складчатой области, сложенной главным образом палеозойскими терригенными отложениями. Складчатые дислокации этих отложений к юго-западу постепенно слабеют, и предполагается, что палеозойские толщи могут сливаться с одновозрастными отложениями, располагающимися выше байкальского фундамента в Приенисейской полосе плиты.

Таким образом, фундамент Западно-Сибирской плиты оказывается гетерогенным, состоящим из отдельных глыб и зон разновозрастной консолидации: добайкальской или байкальской, каледонской и герцинской. По геофизическим материалам и данным бурения устанавливается существование небольших байкальских (?) массивов в пределах палеозойских складчатых зон фундамента, частично переработанных герцинской складчатостью. Такие массивы, по данным П. К. Куликова, предполагаются в Салехардском, Березовском, Нагорненском и других районах. Не исключено, что эти массивы являются «обломками» обширной древней области консолидации, впоследствии раздробленной наложившимися на нее более молодыми геосинклиналями.

Между платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты и складчатым фундаментом располагаются до крайней мере два комплекса отложений, тектоническая позиция которых вызывает споры. Первый комплекс складывается из разнообразных палеозойскими, слабо дислоцированными и метаморфизованными толщами пород. Эти палеозойские отложения на территории плиты развиты неравномерно и, вероятно, в различных ее районах имеют разную природу. Они отсутствуют в зонах с герцинским фундаментом — в Приуралье и Обь-Зайсанской зоне. На востоке плиты, в Приенисейской зоне, а также в ее центре, в Иртыш-Надымском районе, где фундамент байкальский или более древний, они образуют, по существу, платформенный чехол, такой же, как и на Сибирской платформе, но глубоко погруженный и перекрытый мезозойскими и кайнозойскими отложениями. На востоке известны кембрийские и, возможно, ордовикские отложения, с несогласием перекрытые девоном, карбоном и пермью, выполняющими глубокие впадины, например Касскую. На погребенном северном продолжении Алтае-Саянской складчатой области находится Тегульдская средневерхнепалеозойская впадина, разрез отложений которой близок к разрезу Минусинских котловин. В зоне погребенных структур каледонид Северного Казахстана также обнаружены изометричные впадины, выполненные средне- и верхнепалеозойскими пологоскладчатыми отложениями, близкими по характеру к отложениям Тенизской впадины.

Следовательно, возраст отложений первого комплекса может меняться в зависимости от возраста складчатого фундамента. Большинство геологов относят эти осадочные и вулканогенные толщи к «промежуточному» или «переходному» комплексу, подчеркивая его отличие как от типичного складчатого цоколя, на котором он залегают с явным

несогласием, так и от вышележащего почти горизонтального платформенного чехла.

Второй комплекс представлен отложениями триаса—нижней юры, иногда средней юры, как правило, выполняющими грабены или узкие депрессии, ориентированные преимущественно меридионально (рис. 91, А). По отношению ко всем более древним породам отложения триаса — нижней юры залегают резко несогласно и перекрывают совершенно различные структуры. Шире всего грабенообразные впадины развиты в Приуральском и Центральном районах Западной Сибири, а на востоке и юго-востоке они практически отсутствуют. В одних случаях грабены сливаются в опромную зону, например Колтогорско-Уренгойскую, протягивающуюся с севера на юг через всю плиту. В других — они образуют множество отдельных, коротких грабенов, виргирующих в разные стороны от главного «ствола».

Большая часть узких грабенов и грабенообразных впадин выполнена вулканогенно-осадочными отложениями туринской серии нижнего, среднего и верхнего триаса, представленными мощными покровами базальтов, долеритов, диабазов, андезито-базальтов, реже липаритов и их туфов, переслаивающихся с конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (рис. 92). По данным А. И. Милитеевой, все вулканогенные образования очень похожи на типичную трапповую формацию. Выше несогласно залегают челябинская серия верхнего триаса — нижней юры, сложенная песчано-глинистыми породами с прослоями каменного угля. Общая мощность отложений двух серий может достигать 5 км. Местами в грабенах залегают также нижне-среднеюрские угленосные терригенные породы. Абсолютный возраст базальтов Тюменского района составляет 242—256 млн. лет, а в туффитах обнаружена чешуя ганойдных рыб, что может свидетельствовать и о верхнепермском возрасте низов разреза этих отложений.

Тектоническая позиция отложений второго комплекса также трактуется различно, и его относят то к фундаменту, то выделяют в самостоятельный (промежуточный, предчехольный) комплекс, то считают нижним ярусом платформенного чехла. В раннем триасе плита начинает испытывать растяжение, в результате которого она оказалась расчлененной на грабены и горсты, подобно «клавишам рояля». Условия тектонического растяжения способствовали проявлению мощного траппового вулканизма, так же как и на Сибирской платформе в это же время (рис. 93). По своему месту в истории геологического развития плиты этот этап налагает формирование авлакогенов на Восточно-Европейской платформе в рифее. Только в Западной Сибири он гораздо короче (50—80 млн. лет). Образование грабенов сопровождалось, по-видимому, уменьшением мощности земной коры.

**Рельеф фундамента.** Многочисленные схемы рельефа фундамента обычно составляются по подошве мезозойских и кайнозойских отложений (поверхность «доюрского» фундамента, рис. 94). В краевых участках плиты эта поверхность в общем плавно попружается к ее центру, где глубины колеблются от —3 до —4 км. Центральная часть фундамента плиты обладает довольно ровным рельефом с отдельными впадинами: Ханты-Мансийской и Надымской синеклизами, причем амплитуда расчленения рельефа, по-видимому, не превышает 1,5 км. В северном направлении поверхность фундамента постепенно погружается (примерно до отметок —8 км) и, по-видимому, значительно возрастает амплитуда ее расчленения. Следует подчеркнуть, что рельеф «доюрской» поверхности изучен в настоящее время лишь в самых общих чертах по данным бурения и сейсморазведки МОВ. Использование бо-

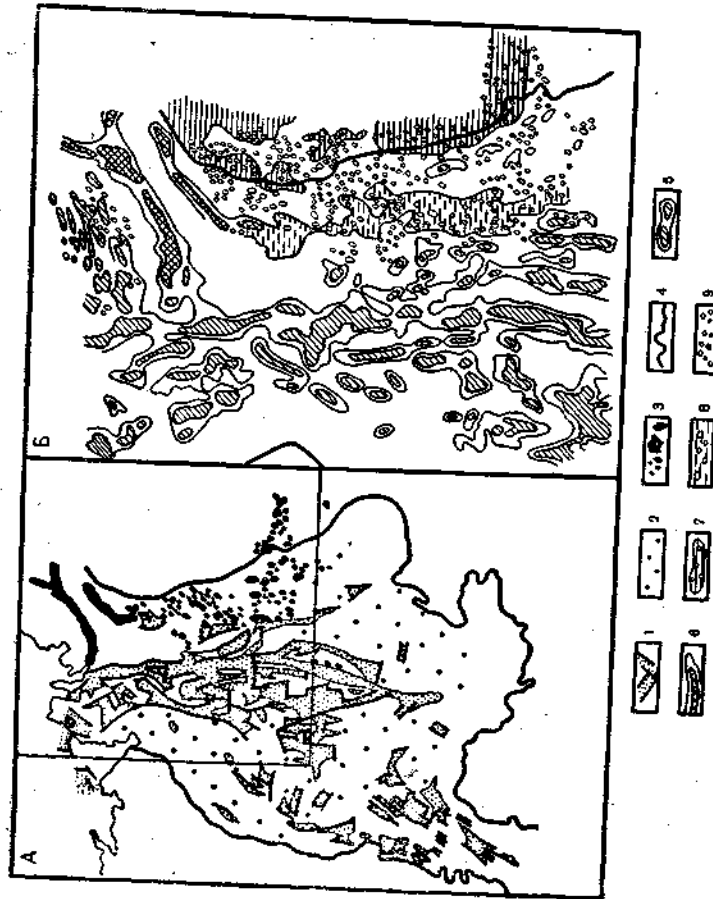


Рис. 91. Схема распространения триасовых образований в пределах Западно-Сибирской плиты, по П. К. Куликову, А. П. Белоусову, А. А. Латыпову (А), и геофизические данные, характеризующие распределение магматических образований триаса в северо-восточных районах Западно-Сибирской плиты (Б): 1 — вулканогенно-осадочные отложения (Т<sub>1-2</sub>); 2 — области вероятного распространения интрузий базальтоидов; 3 — интрузии основного состава; 4 — граница и грабены, выполненные триасовыми вулканогенно-осадочными толщами; 5 — аномалии, соответствующие зонам, насыщенным интрузиями основного состава; 6 — аномалии, отвечающие полям эффузивных траппов на Сибирской платформе; 7 — аномалии, отвечающие полям эффузивных и интрузивных траппов; 8 — локальные аномалии, соответствующие интрузивным траппам

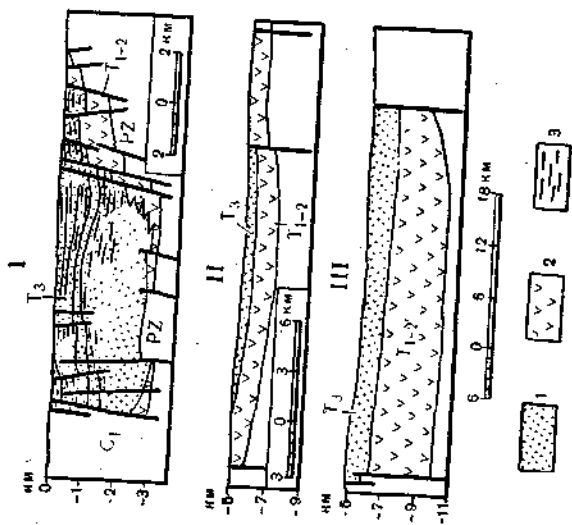


Рис. 92. Схемы строения триасовых грабенов Западно-Сибирской плиты: I — Челябинский (по В. И. Тужиковой); II — Елоковский и III — Уренгойский (по А. А. Латыпову и П. К. Куликову); 1 — осадочные отложения (челябинская свита); 2 — базальты, долериты (туринская свита); 3 — угольные пласты

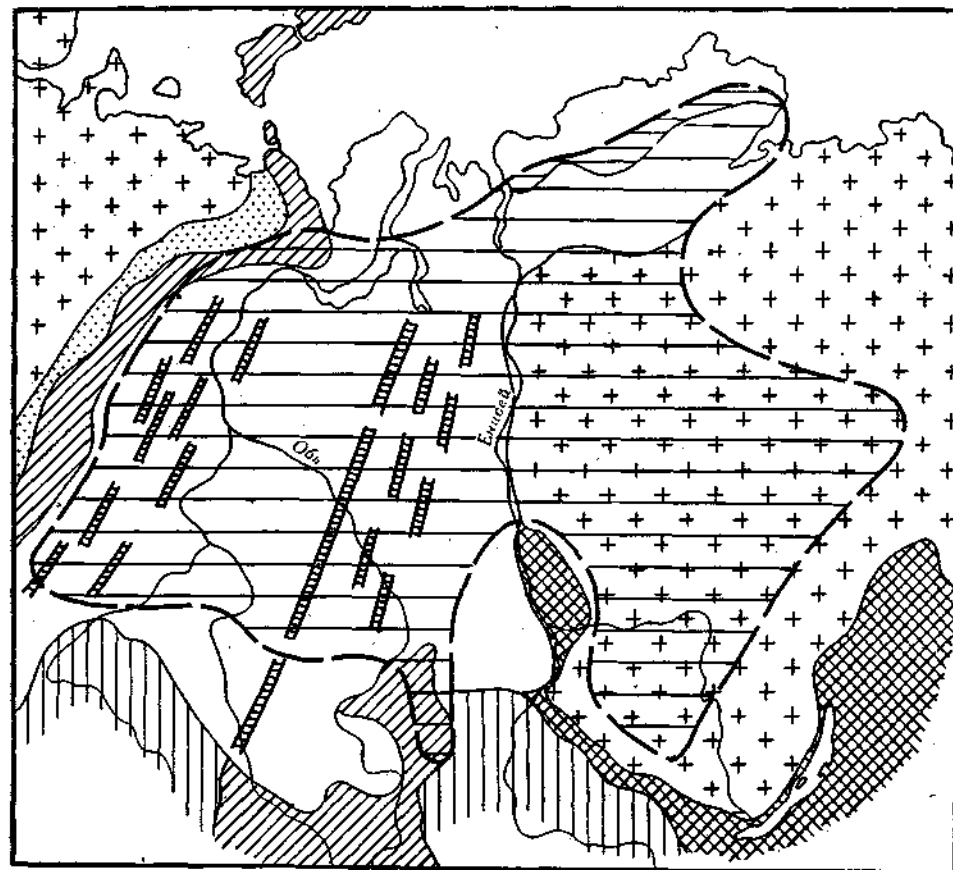


Рис. 93. Ареал распространения триасовой трапповой формации в Сибири: 1 — дорифейские платформы; 2 — байкалиды; 3 — каледониды; 4 — герциниды; 5 — герцинский краевой прогиб; 6 — мезозонды; 7 — трапповая формация; 8 — грабены

лейаса на севере и до верхней юры на юге). Чехол представлен континентальными и морскими, преимущественно терригенными отложениями, причем морские осадки распространены главным образом на севере, а к югу, западу и востоку сменяются сначала прибрежно-морскими, а потом и континентальными. В основании чехла располагается фациально изменчивая толща юры (лейас — низы верхней юры), представленная в краевых участках песчано-глинистыми, часто угленосными отложениями, сменяющимися в северном направлении морскими



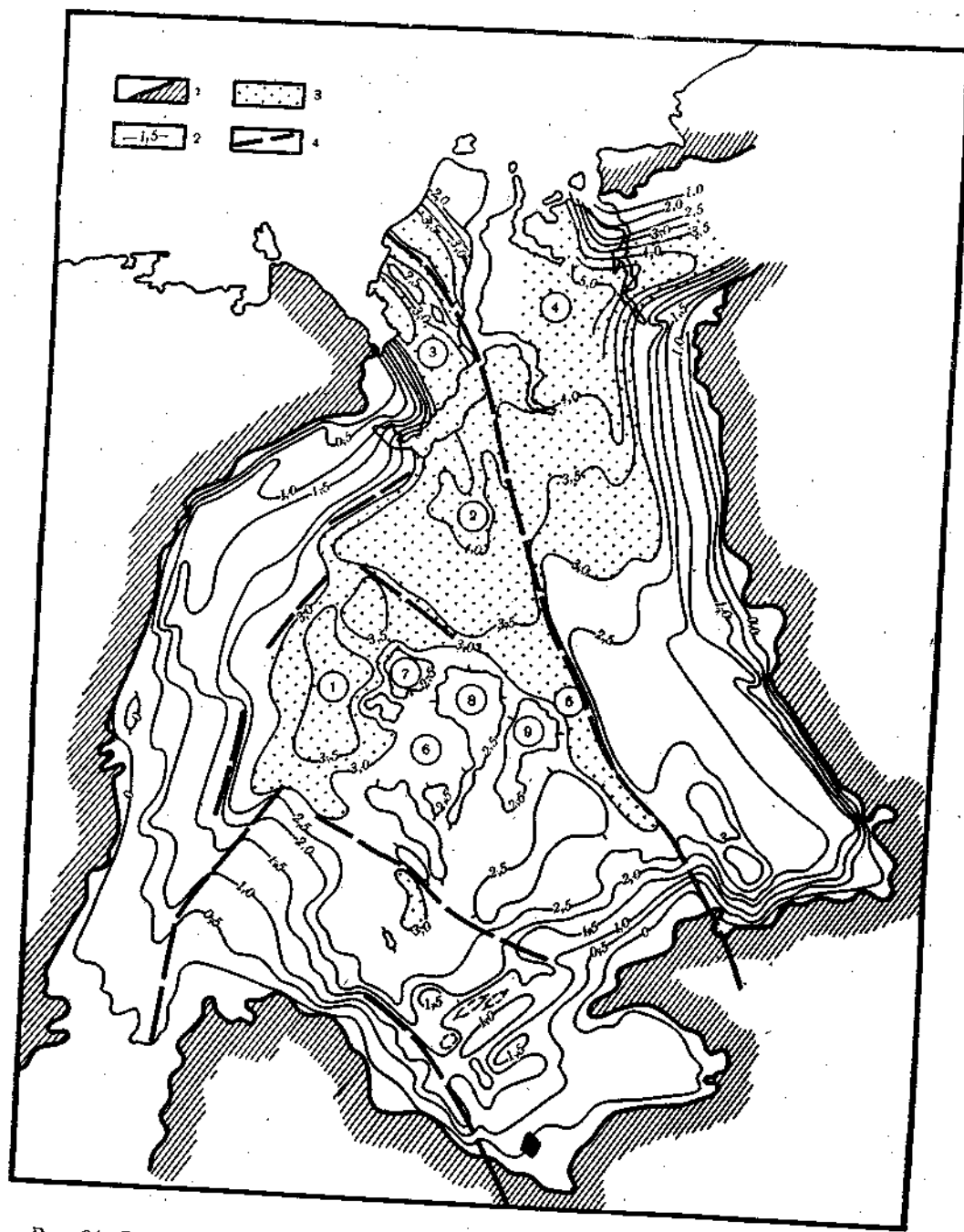


Рис. 94. Схема рельефа доюрской поверхности (фундамент) Западно-Сибирской плиты (по В. Н. Соболевской, с упрощением):  
 1 — границы плиты; 2 — стратонизогипсы по подошве мезокайнозойского чехла, км;  
 3 — наиболее погруженные участки; 4 — крупные швы. Цифры в кружках обозначают основные структуры. Впадины: 1 — Ханты-Мансийская, 2 — Надымская, 3 — Байдарская, 4 — Тазовская, 5 — Ларьякская. Поднятия: 6 — Васюганское. Своды: 7 — Сургутский, 8 — Нижневартовский, 9 — Александровский

полимиктовыми песками и песчаниками. Мощность этой толщи колеблется от 0,4 до 0,5 км в наиболее опущенных районах на севере. На юго-востоке плиты в Чулымо-Енисейском районе выделяется две угленосные свиты общей мощностью до 0,6 км, разделенные толщей песчаников, гравелитов и конгломератов. Отложения средней юры — нижнего мела (байос—баррем) в северных районах представлены морскими, преимущественно песчанистыми, часто глауконитовыми толщами мощностью около 1 км. В южном направлении морские осадки сменяются прибрежными, а затем и континентальными красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По южной окраине плиты во многих местах верхняя юра размыта. За счет размыва кор выветривания по обрамлению плиты уже с поздней юры начали формироваться каолиновые глинны, накапливавшиеся вплоть до олигоцена. Все эти отложения находятся в очень сложных фашиальных взаимоотношениях и подразделяются на целый ряд местных свит.

Отложения верхов нижнего мела и верхнего мела в северо-западной, большей части плиты представлены морскими фашиями. Вся эта толща в отдельных впадинах достигает 1,5 км мощности, а в других местах составляет лишь 0,5—0,6 км и складается исключительно терригенными породами: песчаниками и песками, нередко глауконитовыми, алевролитами, аргиллитами, глинами. Лишь отложения маастрихтского яруса местами представлены мергелями, но на крайнем севере они снова замещаются песчано-глинистыми осадками. В юго-восточных и восточных районах Западно-Сибирской плиты распространены континентальные, часто красноцветные отложения, представленные разнообразными песчаниками, гравелитами, пестроцветными глинами и аргиллитами, каолинитами, содержащими линзовидные прослои бурого угля и железных руд, максимальной общей мощностью до 1 км.

Отложения палеогена вплоть до среднего олигоцена изучены как в естественных обнажениях, так и вскрыты многими скважинами. В центре и на западе плиты это преимущественно морские, мелководные терригенные породы: глинны, аргиллиты, кварц-глауконитовые и глауконитовые пески и песчаники, реже диатомиты, опоки. По периферии плиты мощность палеогеновых отложений составляет десятки, первые сотни метров, а в центральных районах увеличивается до 0,5—0,6 км.

Начиная со среднего олигоцена на территории плиты устанавливается континентальный режим. В среднем и позднем олигоцене накапливались песчано-глинистые континентальные осадки с прослоями лигнитов мощностью около 0,2 км. Такой же характер осадконакопления был в миоцене и раннем плиоцене, поэтому иногда отложения среднего олигоцена — нижнего плиоцена объединяют в единую континентальную серию, называемую иртышской, в составе которой выделяется ряд свит. Мощность их сильно колеблется (от первых десятков метров до 0,5 км).

Отложения верхов плиоцена — антропогена образуют горизонтальный покров, залегающий с размывом на палеогеновых и даже меловых породах. Этот покров занимает почти всю поверхность плиты, имеет максимальную мощность до 0,2 км и представлен различными генетическими типами осадков: ледниковыми, флювиогляциальными, озерными, озерно-болотными, аллювиальными, морскими и ледниково-морскими. Первые из них распространены в северной части плиты, где развиты перемертые моренные отложения — валунистые суглинки, супеси и т. д., являющиеся следами, по крайней мере, двух, а возможно и нескольких оледенений. Однако оледенения не проникли далеко на юг, и во вне-

ледниковой зоне Западной Сибири формировались другие типы четвертичных отложений: озерные и аллювиальные. Последние представлены галечниками, песками, глинами и т. д. и слагают комплекс разновозрастных террас в долинах крупных рек.

Характерной чертой отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты является почти исключительно терригенный состав

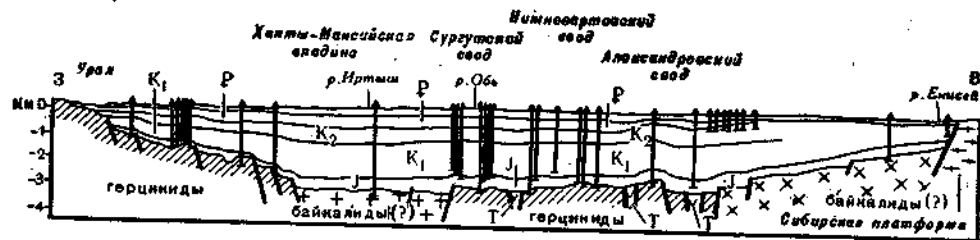


Рис. 95. Схематический профиль Западно-Сибирской плиты (по В. Н. Соболевской, с упрощением)

отложений, представленных главным образом различными песчаниками, песками и глинами. Песчаные породы служат хорошими коллекторами для нефти и газа, а глинистые — создают непроницаемые покровы, под которыми и образуются мощные нефтегазовые залежи. В отложениях чехла прослеживаются несколько широко распространенных перерывов, но все же в разных местах они выражены неодинаково. Региональные перерывы устанавливаются в основании валанжинского, готеривского и алтского ярусов и т. д. Важное значение этих региональных разрывов заключается в том, что они могут являться причинами образования крупных нефтегазоносных залежей литолого-стратиграфического типа.

**Основные черты структуры** Западно-Сибирской плиты выявляются при анализе многочисленных структурных карт, построенных по различным горизонтам платформенного чехла (см. рис. 94). В целом плита обладает блюдцеобразной формой с очень пологим наклоном слоев к ее центру, о чем уже говорилось выше. Именно здесь в центре и сосредоточены крупные изометричные впадины: Ханты-Мансийская (1), Надымская (2), Байдаракская (3), Тазовская (4), Ларьякская (5) и сводовые поднятия, по размерам лишь немного уступающим впадинам: Сургутское (7), Нижневартовское (8), Александровское (9) и другие.

Все эти структуры имеют овальную форму с очень неясными контурами и с углами падения на крыльях, не превышающими  $1^\circ$ . Часто они осложняются меньшими по размеру структурами типа валов, состоящих из кулисообразно расположенных и подставляющих друг друга антиклинальных, пологих складок (рис. 95). Валы обычно соседствуют с узкими прогибами, иногда вытянутыми на сотни километров. Крупные структуры осложнены множеством более мелких. Характерной особенностью Западно-Сибирской плиты являются структуры типа очень пологих моноклиналей, сформировавшихся по краям плиты, особенно на востоке и на юге. При сопоставлении структурных карт можно хорошо наблюдать упрощение очертаний структур снизу вверх по разрезу, как и на Туранской плите, а в наиболее высоких горизонтах чехла часть структур совсем исчезает. По данным Р. И. Гарецкого,

размах тектонических движений за послемеловое время в пределах плиты не превышает 0,8 км.

Сложным вопросом является проблема унаследованности структур платформенного чехла и фундамента. Грабены и грабенообразные впадины триаса — ранней юры местами, например в Зауралье, тесно связаны с фундаментом, обладают такими же простираниями и приурочены к крупным зонам разломов, разделяющих блоки фундамента с разным возрастом консолидации (Колтогорско-Уренгойский шов и система грабенов). В то же время во многих местах грабены резко несогласно накладываются на древний структурный план. Для большей части плиты с герцинским фундаментом отмечается унаследованность структур чехла и фундамента, особенно хорошо это фиксируется в Зауралье. В других районах наблюдаются как унаследованные, так и явно наложенные структуры. По мнению П. К. Куликова, в центральных районах плиты в платформенном чехле складки контролируются, главным образом, глыбовыми структурами, сформировавшимися в триасовое время, и не зависят от структур фундамента. Основная тенденция во время формирования платформенного чехла заключалась в быстром уменьшении тектонической активности и снижении контрастности движений. Вместе с тем разные участки плиты испытывали в различное время движения разной направленности, но основные контуры плиты оформились уже в средней юре.

#### Полезные ископаемые

До 1950 г. огромная территория Западно-Сибирской низменности была почти не изучена. Только в 1949 г. в Тюмени началась проходка первой опорной скважины, а уже в 1953 г. был получен мощный газовый фонтан из верхнеюрских отложений в районе с. Березово. С тех пор в Западной Сибири были открыты крупнейшие и гигантские месторождения нефти и газа, связанные с мезозойскими отложениями платформенного чехла.

Мощные месторождения газа обнаружены в средне- и верхнеюрских отложениях Березовского района, в песчаных породах валанжинского яруса нижнего мела в районе средней Оби и в сеноманских песчаниках на севере Тюменской области: месторождения Тазовское, Уренгойское, Заполярное, Губкинское и другие. В последнем районе песчаные отложения сеноманского яруса, перекрытые глинистыми толщами туронского яруса — палеогена, — служат хорошим вмещающим газу. Все месторождения приурочены к сводам или крыльям брахиантиклинальных структур. Из альб-сеноманских песчано-глинистых отложений получены также и притоки нефти, но в непромышленных количествах.

Основные нефтяные месторождения Западной Сибири приурочены к отложениям средней и верхней юры, а также неокома. С толщей песчаников и алевролитов верхней юры связаны нефтяные месторождения в Березовском, Мегионском и Шаимском районах. Литологически резко изменчивая валанжин-готерив-барремская толща служит вмещающим крупным месторождениям нефти в Сургутском (Усть-Балыкское, Быстринское) и в Нижневартовском районах (Самотлор) и т. д. На юго-западе плиты в Васюганском районе открыто несколько газовых месторождений. Промышленная нефтегазоносность в отложениях выше сеноманского яруса изучена еще недостаточно, но мощные линзовидные пачки песчаников в глинистой толще верхнего мела (турон-маастрихт) содержат ряд газоносных горизонтов. Не исключено обнаружение ме-

сторождений и в доюрской коре выветривания.

По сравнению с нефтью и газом все остальные полезные ископаемые имеют второстепенное значение. Довольно мощные залежи оolitовых железных руд приурочены к туронским отложениям в районе г. Колпашево на Оби и к олигоцену в Кустанайской области. Железные руды имеют мощность до 20 м, распространены на большой площади и залегают неглубоко от поверхности. В пределах Кустанайской седловины, на крайнем юго-западе плиты известны месторождения бокситов апт-альбского возраста (Иргизское, Амангельдинское и другие). С палеогеновыми породами в северном Зауралье связаны месторождения марганца. К юрским отложениям в Чулымо-Енисейском и Кустанайском районах приурочены залежи угля. Определенный интерес на юге Западной Сибири представляют многочисленные соляные озера, в которых имеются залежи галита, сернокислого натра, хлористого магния. Кроме того, центральные районы плиты содержат колоссальные запасы термальных вод, температура которых превышает 100°. Все это, вместе взятое, делает Западно-Сибирскую плиту одним из богатейших районов Советского Союза в отношении полезных ископаемых.

### Геофизическая характеристика и глубинное строение

В настоящее время аномальные гравитационные и магнитные поля Западно-Сибирской плиты известны лишь в самых общих чертах, но именно на их базе проводится геологическое районирование фундамента плиты. К сожалению, материалы ГСЗ еще крайне ограничены, а другими видами сейсморазведочных работ затрагиваются преимущественно различные горизонты чехла в связи с поисками месторождений нефти и газа.

Гравитационное поле большей части плиты характеризуется незначительной интенсивностью и обладает мозаичным рисунком. На западе оно резко обрывается протяженными меридиональными линейными аномалиями восточного Зауралья, отражающими собой погребенные складчатые структуры Урала. Аномалии имеют различный знак, но крайняя из них на востоке, примерно вдоль линии Кустанай — Тюмень, резко положительна. В Приенисейской части Западно-Сибирской плиты также наблюдаются полосовидные гравитационные максимумы, вероятно, отражающие байкальские (?) структуры. С юго-запада и с юга плита ограничена линейными гравитационными полями Томь-Колыванской зоны и Северного Казахстана. Следовательно, гравитационное поле Западно-Сибирской плиты неоднородно, на большей территории оно слабо выраженное и мозаичное, а по периферии — весьма контрастное, линейное. Примерно в центральной части всю плиту пересекает в меридиональном направлении сложная система положительных линейных гравитационных аномалий, отражающих Колтогорско-Уренгойскую систему грабенов, выполненных мощной вулканогенно-осадочной толщей пород. Весьма любопытно, что такие же аномалии прослеживаются и южнее плиты, в зоне Центрально-Казахстанского глубинного разлома. Таким образом, намечается грандиозный пояс узких гравитационных максимумов.

Магнитное аномальное поле Западно-Сибирской плиты довольно хорошо коррелируется с гравитационным. Магнитные аномалии отображают главным образом размещение магматических пород в фундаменте и «промежуточном» комплексе плиты. Особенно четко в магнитном поле в виде полосовидных аномалий выделяется меридио-

нальная Колтогорско-Уренгойская зона. В периферических районах плиты отрицательными и положительными линейными магнитными аномалиями отражены палеозойские складчатые структуры, характеризующиеся различной насыщенностью магматических образований (см. рис. 91, А). Обращает на себя внимание развитие очень узких линейных зон магнитных максимумов северо-западных и северо-восточных простираний, по-видимому, отражающих систему разломов в фундаменте.

Соотношения между различными геофизическими аномалиями и конкретными геологическими структурами настолько многообразны, что интерпретация геофизических данных на больших закрытых территориях получается не очень надежной и противоречивой, если отсутствуют геологические материалы, на которые можно опираться. Это обстоятельство породило многочисленные схемы строения фундамента плиты, нередко сильно отличающиеся друг от друга.

**Глубинное строение.** Строение глубоких горизонтов земной коры Западной Сибири вырисовывается главным образом на основании гравиметрических данных и материалов ГСЗ. В среднем мощность коры составляет чуть меньше 40 км, причем минимальными глубинами поверхности М характеризуется центральная часть плиты. К ее краям мощность коры возрастает. В зоне Зауральских герцинид она достигает 42—48 км, а в пределах Обь-Зайсанской зоны — только 36—38 км. В первом районе базальтовый слой гораздо мощнее гранитного, а во втором наблюдаются разные соотношения между ними. В области предполагаемого добайкальского или байкальского массива в центре плиты мощность земной коры равняется всего лишь 35—36 км, а базальтовый слой не превышает 10—12 км. В восточной части плиты поверхность М залегает на глубинах до 45 км. Любопытно, что в зоне Колтогорско-Уренгойского грабена имеет место локальное увеличение мощности коры (до 43 км) и базальтового слоя (до 26 км).

Все крупные структурные швы и разломы, ограничивающие наиболее протяженные грабены, проникают через всю земную кору и смещают поверхность М на несколько километров. На Западно-Сибирской плите прогибам по подошве «доюрского» основания в целом соответствует некоторое уменьшение мощности коры за счет базальтового слоя, а поднятиям — увеличение.

### Основные черты строения Урало-Монгольского пояса

После рассмотрения геологического строения байкалид, обрамляющих Сибирскую платформу с юга и входящих в состав Урало-Монгольского пояса, уместно подчеркнуть главные особенности пояса в целом. Первое, что следует отметить, это его межматериковый характер. Почти со всех сторон он ограничен древними платформами, а краевые его участки располагаются резко несогласно по отношению к простиранию архейских и протерозойских образований на этих платформах (Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской, Китайской). Внутри пояса большую роль, по-видимому, играют массивы добайкальской и, вероятно, байкальской консолидации. Каледонские и герцинские геосинклинали вынуждены были приспосабливаться к ним, огибая и «обтекая» их. Благодаря тому, что в пределы СССР полностью попадает поперечное сечение пояса, достаточно убедительно проявляется его важнейшая особенность, заключающаяся в миграции складчатости, от внешних зон к внутренним и соответственно в затягивании геосинклинального режима в последних. Это обстоятельство было недавно хорошо показано Л. П. Зоненшайном.

В одних случаях геосинклинали в пределах пояса характеризовались линейностью (Уральская, Пайхойско-Новоземельская области), в других, и таких, пожалуй, большинство, преобладал сложный характер размещения геосинклинальных прогибов и поднятий, которые нередко изгибались вокруг жестких массивов, слепо оканчивались или торцово сочленялись между собой. Очевидно, такой структурный план диктовался «сеткой» глубинных разломов, длительно проявлявших себя. Одновременно с наращиванием консолидированных складчатых областей последние, уже сформировавшись в пределах пояса, могли вновь подвергаться тектоническому растяжению, раздроблению и вовлечению в геосинклинальное погружение. Однако первая тенденция в конце концов «пересилила» вторую. Большинство геосинклиналей испытывало длительное и сложное развитие, иногда в течение ряда тектонических эпох, и подавляющее их число отличалось в целом энергичной вулканической деятельностью, особенно ярко проявлявшейся в период собственно геосинклинального этапа. Этот мощный геосинклинальный вулканизм является характернейшей чертой палеозойских геосинклиналей Урало-Монгольского пояса. Вместе с тем существовали крупные геосинклинальные прогибы и их системы, в которых этот вулканизм отсутствовал либо проявлялся слабо (зона Западного склона Урала, западная зона каледонид Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня, Томь-Кольванская, внешняя зона байкалитид и другие зоны).

В последние годы в разных областях пояса были выявлены своеобразные узкие зоны с породами офиолитовой ассоциации, часто находящимися в покровном залегании. Интерпретация этих структур, как было показано, весьма различна — от допущения наличия океанов (океанической коры) на раннегеосинклинальной стадии до интрузивной природы гипербазитов. Сводная работа по этой проблеме Урало-Монгольского пояса принадлежит Л. П. Зоненшайну (1972). Распределение магматизма в пространстве было неравномерным. На разных стадиях развития геосинклиналей одновременно сосуществовали магматические и амагматические структуры. Орогенный магматизм, в отличие от геосинклинального, проявился в поясе в целом слабее, и орогенный этап наиболее ярко был выражен в герцинидах, а в каледонидах и байкалидах сравнительно вяло.

В пределах Урало-Монгольского пояса в мезозое и кайнозое были сформированы две плиты с гетерогенным фундаментом. На ранних стадиях своего развития этот фундамент, представлявший собой мозаику из глыб разновозрастной консолидации, подвергся растяжению с образованием грабенов и впадин, в связи с чем весьма активно проявлялся основной (трапповый) вулканизм. Типичный платформенный чехол на этих плитах начал образовываться лишь с ранней юры. Особенностью литологии отложений чехла является преобладание терригенных пород и концентрация в них гигантских месторождений нефти и газа. На молодых плитах степень унаследованности структур чехла от структур фундамента гораздо больше, чем на древних. По мнению В. Е. Хаина и Р. Г. Гарецкого, молодые плиты формировались в тех районах пояса, где существовали массивы древней консолидации, либо там, где складкообразовательные движения и орогенез были относительно вялыми. Последнее, на что хотелось бы обратить внимание, это проявление среднеюрской и гораздо более мощной позднекайнозойской тектонической активизации в пределах южной и восточной частей пояса, попадающих на территорию СССР, в результате которой образовались грандиозные горные пояса Средней Азии, юга Западной и Восточной Сибири, а также Байкальская рифтовая зона.

Урало-Монгольский пояс является важнейшей сырьевой базой СССР и по разнообразию и богатству месторождений полезных ископаемых не имеет себе равных.

## Глава 9. Альпийско-Средиземноморский пояс

### Общая характеристика пояса

Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс протягивается в широтном направлении более чем на 8000 км, начиная от Гибралтара на западе и кончая Индонезией на востоке. Ширина пояса в среднем не превышает 800 км в западной части, где он располагается, по существу, между двумя эпикарельскими платформами: Восточно-Европейской на севере и Африкано-Аравийской на юге.

Альпийско-Средиземноморский пояс попадает в пределы СССР только своей северной внешней зоной, которая состоит из сравнительно неширокой полосы герцинид, перекрытых чехлом мезозойских и кайнозойских отложений и превратившихся в эпипалеозойские плиты: Мезийскую, Скифскую и ее восточное продолжение — южную половину Туранской плиты. Северо-восточная часть последней принадлежит уже Урало-Монгольскому складчатому поясу. Сооружения, испытавшие альпийскую складчатость, непосредственно граничат с Восточно-Европейской платформой только в районе Восточных Карпат. В строении Альпийско-Средиземноморского пояса наблюдается характерная для него извилистость основных структур, нередко образующих почти полные петли, которые, как правило, огибают либо срединные массивы эпипалеозойского или эпибайкальского возраста, либо глубоководные впадины, часто с субокеаническим типом строения земной коры (рис. 96). Ветви альпийских складчатых сооружений подчинены этим изометричным структурам — срединным массивам — и то широко расходятся, то сближаются, почти сливаясь между собой и образуя «пережимы». Срединные массивы и глубоководные впадины, располагаясь цепочкой в центральной части Альпийско-Средиземноморского пояса, как бы делят его на две ветви: северную и южную. В свою очередь, в каждой из них могут быть выделены внешние области альпийской складчатости, непосредственно граничащие с эпипалеозойскими плитами и характеризующиеся отсутствием мощного вулканизма на ранних стадиях развития геосинклиналей, и внутренние зоны — с более широким развитием вулканической деятельности. В пределы территории СССР попадают лишь участки внешних областей альпийской складчатости, образовавшиеся в основном на месте герцинских складчатых сооружений, испытавших регенерацию геосинклинального режима в течение альпийского этапа. Только на Малом Кавказе можно наблюдать более внутренние области.

Заложение геосинклинального пояса Тетиса, как известно, произошло в рифее. В дальнейшем его развитие происходило полициклически. Наиболее отчетливо в пределах пояса была выражена герцинская эпоха, завершившаяся складчатостью, метаморфизмом, гранитоидным магматизмом и накоплением моласс. В результате этой складчатости значительные участки в северной половине пояса оказались исключенными из геосинклинального развития. В мезозое и кайнозое в их пределах формировался платформенный чехол, и эти районы превратились в молодые «плиты», упоминавшиеся выше. Поэтому их следует рассматривать в этом разделе. Однако если Скифская плита целиком попадает

в Альпийско-Средиземноморский пояс, то на Туранской плите к поясу относится только ее южная часть (южнее Бухарской зоны разломов). С запада на восток на территории СССР располагаются следующие основные структурные единицы Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса (исключая эпипалеозойские плиты) (см. рис. 96): складчатое сооружение Восточных Карпат (1), попадающее в

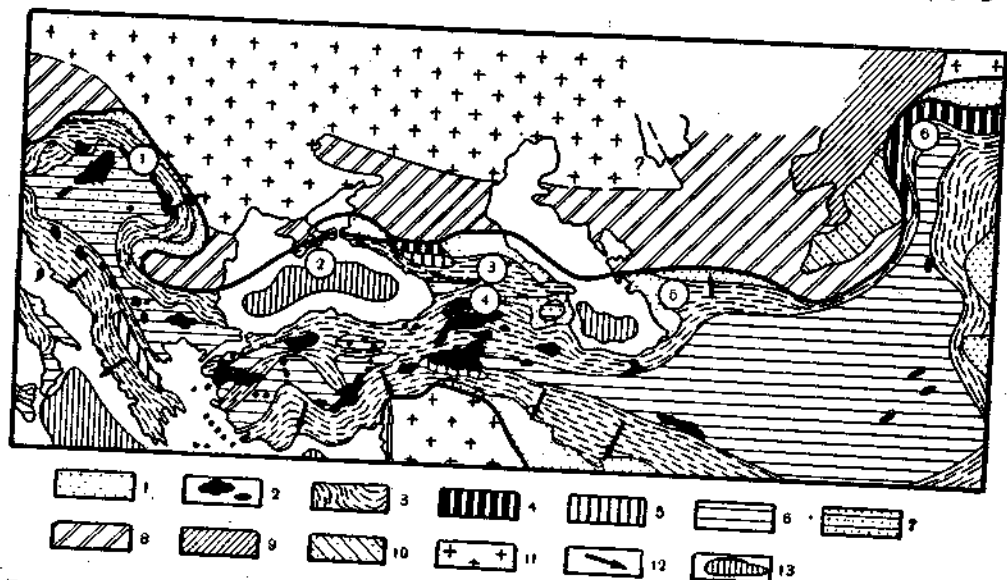


Рис. 96. Расположение основных структур в пределах Альпийско-Средиземноморского пояса юго-западной Евразии:  
 1 — альпийские краевые прогибы; 2 — позднекайнозойские вулканогенные покровы (орогенные вулканиты); 3 — эпигеосинклинальные консолидации, втянутые в поднятие в кайнозойское время; 4 — краевые массивы (участки герцинские альпийские складчатые сооружения; 5 — внутренние массивы (ядра антиклинориев, области геосинклинального развития в альпийском этапе); 6 — срединные массивы; 7 — участки среднепалеозойские складчатые сооружения; 8 — эпипалеозойские плиты; 9 — древние (байкальские?) массивы, опущенные в мезозое и кайнозое; 10 — эпикаральские платформы; 11 — направление опрокидывания и надвигающего складок; 12 — глубоководные впадины без «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Цифры в кружках обозначают главные структуры (см. в тексте)

пределы СССР полным поперечным сечением, но участком не более 250 км по простиранию; поднятие Горного Крыма (2), большая (южная) часть которого погружена в Черное море; складчатые сооружения Большого (3) и Малого (4) Кавказа, разделенные Закавказской межгорной зоной; в Закаспии располагаются антиклинории Большого Балхана и Кошетдага (5), причем последний попадает в СССР лишь своей крайней северо-западной частью. Еще восточнее альпийские складчатые сооружения прослеживаются в северном Иране и Афганистане (Банди-Туркестан, Паропамиз, Гиндукуш), появляясь далее в СССР на Памире (6). Все отмеченные выше складчатые сооружения отделены от эпипалеозойских плит и частично от эпикаральской Восточно-Европейской платформы прерывистой цепочкой краевых прогибов: Предкарпатским, Индоло-Кубанским, Терско-Каспийским и Предкопетдагским, выполненных неогеновыми молассовыми отложениями.

Не все структуры, включаемые ныне в Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс, прошли в мезозойское и кайнозойское время геосинклинальное развитие. Некоторые из них, например Лабино-Малкинская моноклиналиная зона на Северном Кавказе, до позднего кайнозоя являлись частью эпипалеозойской Скифской плиты и лишь в неогене оказались вовлеченными в общее сводовое поднятие Большого Кавказа. Северный Памир окончил свое геосинклинальное развитие в позднем палеозое, а в дальнейшем существовал в качестве крупного геосинклинального поднятия. В юго-западной части Горного Крыма завершающая складчатость имела место перед поздней юрой. В пределах Центрального и Юго-Восточного Памира геосинклинали замкнулись к раннему мелу и т. д. Однако в неогеновое время все названные структуры испытали энергичное воздымание и как бы «спаялись» со складчатыми сооружениями, геосинклинальный режим в которых закончился значительно позже. Сказанное выше свидетельствует о том, что в Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс включаются весьма разнородные структурные элементы, геологическая история которых, в том числе и в альпийское время, была различной.

## ОБЛАСТИ ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

### СКИФСКАЯ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛИТА

Восточно-Европейская платформа с юга ограничивается эпипалеозойской плитой, выделенной в 1955 г. М. В. Муратовым и названной им Скифской. Скифская плита под водами Северного Каспия смыкается с южной частью Туранской плиты. Западнее Каспия она прослеживается сужающейся полосой в Предкавказье и под акваторией Азовского моря, через Равнинный Крым, под мелководной северо-западной частью Черного моря до массива Добруджи и далее в пределы Мезийской плиты, уже на территории Румынии и Болгарии. Сочленение северной окраины Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы происходит по глубинному тектоническому шву, над которым сформировалась зона устойчивого и глубокого опускания — система грабенообразных впадин (Сивашской, Каркинитской и других). Фундамент платформы быстро опускается в этой зоне по ступенчатой системе сбросов до —9—8 км. Наряду с продольными сбросами в этой зоне выявлено много поперечных, дробящих ее на систему отдельных блоков, подобно клавишам рояля. Скифская плита с юга ограничена разломами, по которым она соприкасается с альпийской складчатой областью. Альпийские краевые прогибы — Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский — своими внешними зонами наложены на платформенное основание.

В настоящее время имеются данные о строении фундамента Скифской плиты и ее чехла, полученные благодаря геофизическим исследованиям и бурению, однако существует еще много районов, геология которых неясна и вызывает споры. Успехами в изучении Скифской плиты мы обязаны в первую очередь работам М. С. Бурштара, Г. Х. Дикенштейна, А. Я. Дубинского, А. Е. Каменецкого, А. И. Летавина, М. В. Муратова, А. Н. Шарданова, А. Е. Шлезингера, Е. А. Успенской и многих других.

### Фундамент плиты.

Строению фундамента Скифской плиты посвящено много работ. Фундамент вскрыт сейчас почти тысячей скважин; которые в совокуп-

ности с геофизическими данными позволяют составить представление как о его внутреннем строении, так и о рельефе его поверхности (рис. 97).

**Предкавказье.** В пределах Предкавказья устанавливается преимущественно широтное простирание складчатых структур фундамента плиты, сложенных породами, начиная от докембрийских и кончая верх-

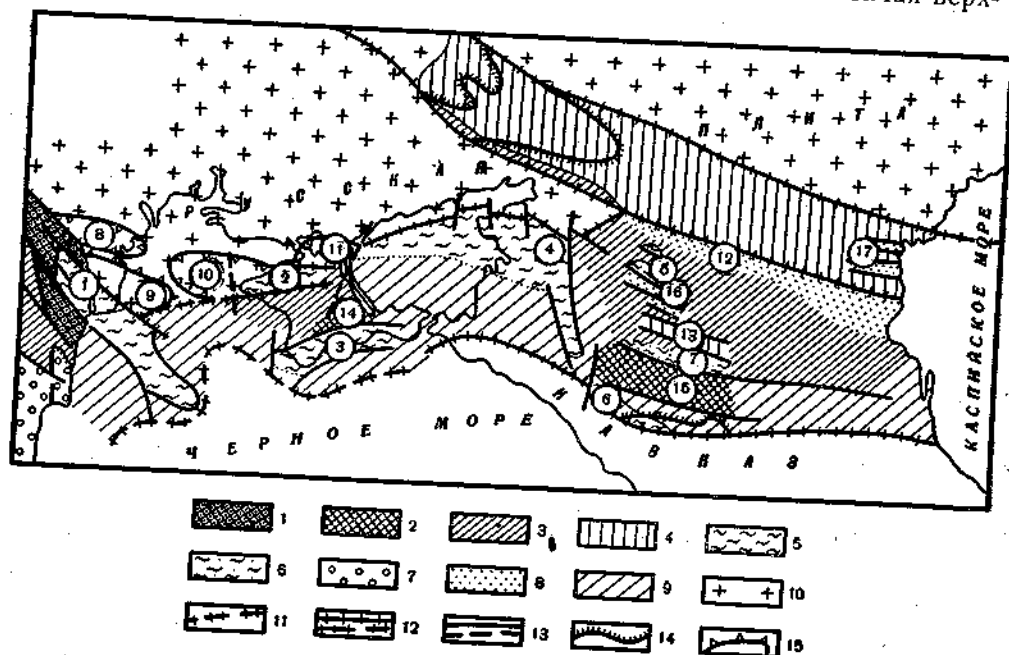


Рис. 97. Схема строения фундамента Скифской плиты (по Р. Г. Гарецкому): 1 — докембрий; 2 — докембрий—нижний палеозой; 3 — средний палеозой (девон—нижний карбон); 4 — позднегерцинские геосинклинальные прогибы (средний карбон—нижняя пермь); 5 — раннемезозойские (киммерийские) геосинклинальные прогибы (триас—юра); 6 — предполагаемые участки триас-юрской складчатости; 7 — средняя пермь — нижний триас; 8 — нерасчлененный складчатый палеозой; 9 — Русская плита; 10 — граница Скифской плиты с глубоководной котловиной Черного моря; 11 — краевые швы (достоверные и предполагаемые); 12 — основные разломы (достоверные и предполагаемые); 13 — контуры выходов складчатого палеозоя на поверхность; 14 — контуры некоторых структур окраины Русской плиты. Цифры в кружках обозначают основные структуры: 1—6 — киммерийские складчатые зоны: 1 — Тулчинская, 2 — Тарханкутская, 3 — Горно-Крымская, 4 — Ейско-Березанская, 5 — Красногвардейская и Ульяновская, 6 — Гузерипльская, 7 — Невинномысский район возможной триас-юрской складчатости, 8 — Преддобруджинский прогиб, 9 — Кийское поднятие; 10 — Каркинитский прогиб; 11 — Сивашский прогиб; 12 — Маньчский прогиб; 13 — Спидевский синклиорий; 14 — Среднекрымский массив; 15 — Северо-Кавказский прогиб; 16 — Северо-Ставропольский и Рашеватский грабены; 17 — Промысловский и Полдневский грабены

непалеозойскими. Докембрийские и нижнепалеозойские отложения известны в Лабино-Малкинской моноклинальной зоне и рассмотрены в разделе о Кавказе. Шире всего распространены породы среднего палеозоя (девона — нижнего карбона), вскрытые скважинами в Центральном и Западном Предкавказье, где они представлены хлоритовыми и серицит-хлоритовыми сланцами низких степеней метаморфизма, а также глинистыми сланцами и песчаниками. По данным А. Л. Летавина, в структуре фундамента намечается ряд складчатых зон, в пределах

которых развиты, главным образом, толщи разнообразных глинистых сланцев верхнего девона — нижнего карбона. Северо-Маньчский разлом отделяет от Предкавказья Донбасско-Промысловскую складчатую зону, которая прекрасно изучена в открытом Донбассе и была рассмотрена выше.

Мощнейшая паралическая угленосная толща Донбасса среднего визе — низов верхнего карбона в восточном направлении замещается гораздо менее мощными морскими глинисто-сланцевыми и терригенно-карбонатными отложениями. Морские нижнепермские отложения широко распространены на востоке этой зоны, по побережью Каспийского моря. В ряде мест Западного и Центрального Предкавказья сланцевые толщи девона — карбона прорываются позднекаменноугольными — пермскими гранитоидами. Особенностью строения среднепалеозойских отложений центральных и западных районов и верхнепалеозойских — восточных районов Предкавказья является отсутствие в них вулканических образований.

Описанные выше породы фундамента в различных местах с резким несогласием перекрываются красноцветными континентальными отложениями перми — нижнего триаса мощностью до 1 км: конгломератами, галечниками, песчаниками и аргиллитами, выполняющими узкие грабенообразные прогибы: Маньчский, Промысловский, Рашеватский, Северо-Ставропольский и другие. Особенно хорошо выражен Маньчский прогиб, на западе ограниченный разломами Азовского выступа Украинского щита. В скважинах отмечена средняя степень дислоцированности этих отложений.

В последнее десятилетие в Западном Предкавказье, в районе Ейско-Березанской зоны поднятий, бурением были обнаружены и описаны триасовые и среднеюрские сильно дислоцированные отложения значительной мощности (до 4—5 км), представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками с пачками спилитов, диабазовых порфиров, средних, кислых эффузивов и их туфов (см. рис. 97). В ряде мест эти отложения приобретают ритмичность и флишеидный облик, что делает их похожими на таврическую серию Горного Крыма. Эта зона, начинаясь севернее Майкопа, открывается в сторону Азовского моря. До находок в этих породах сравнительно редкой мезозойской фауны всеми геологами они относились к палеозою. Это обстоятельство позволяет думать, что могут быть обнаружены такие же прогибы и в других районах Предкавказья.

**Равнинный Крым.** Фундамент Скифской плиты в пределах Равнинного Крыма вскрыт многими скважинами, в основном сосредоточенными в его юго-западной части. Наиболее древние, предположительно рифейские хлоритовые и серицитовые сланцы вскрыты в Симферопольском и Новоцарицынском поднятиях (рис. 98). Возможно, что эти породы принадлежат массиву древней консолидации (Среднекрымский срединный массив, по М. В. Муратову, контуры массива еще неясны). Палеозойские отложения обнаружены скважинами на крыльях Симферопольского и Новоселовского поднятий, однако возраст пород датируется условно, так как никаких органических остатков в них не обнаружено. Представлены отложения глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами; известняками, а также спилитами, диабазами, андезитами и их туфами. Местами эти отложения прорваны интрузиями гранодиоритов. Верхнекаменноугольные и пермские отложения представлены карбонатными и терригенными породами. Предполагается, что в Сивашском и Каркинитском грабенах, как и в Маньчском прогибе, могут находиться красноцветные толщи пермо-триаса (рис. 99).

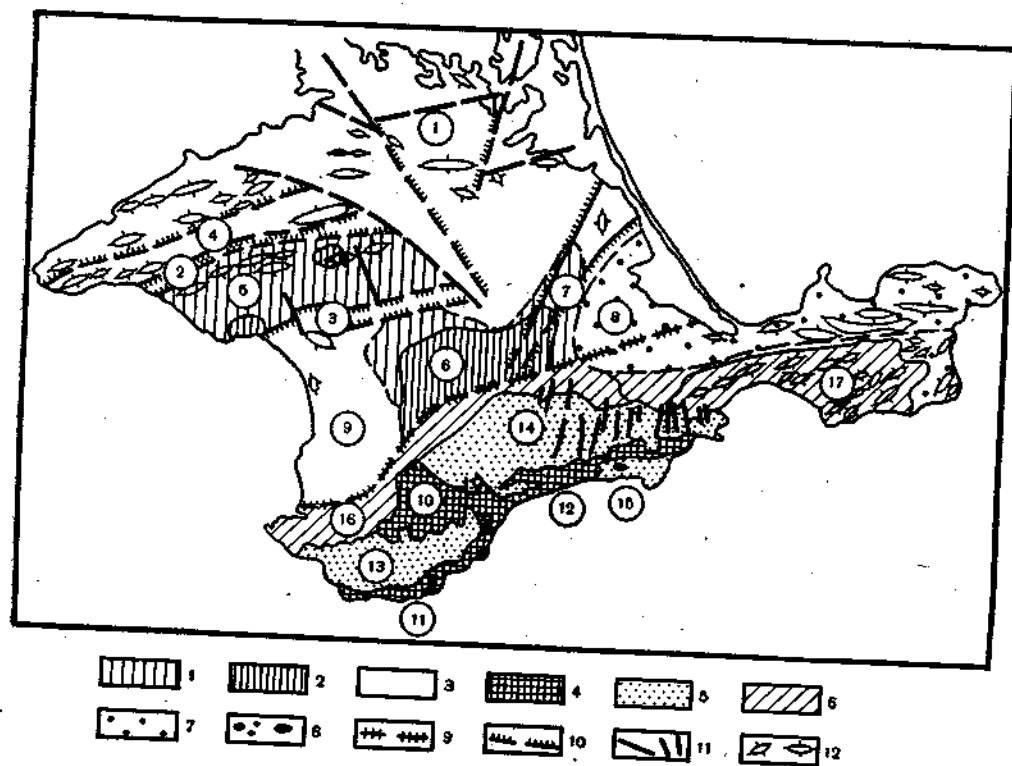


Рис. 98. Схема основных структур Крымского полуострова (по М. В. Муратову и др., с упрощением): Скифская эпипалеозойская плита: 1 — поднятия палеозойского фундамента; 2 — участки поднятий фундамента с глубинами его залегания менее 1 км; 3 — участки погружений фундамента с глубинами его залегания более 1 км. Сводовое поднятие Горного Крыма и краевой прогиб: 4 — верхний триас — средняя юра, флишеидные и флишевые терригенные отложения; 5 — верхняя юра — нижний альб, карбонатно-терригенные отложения; 6 — верхний альб — нижний миоцен, карбонатно-терригенные отложения; 7 — средний миоцен — палеоцен, песчано-глинистые отложения; 8 — интрузии среднеюрского возраста; 9 — глубинный разлом, разделяющий Скифскую плиту и поднятие Горного Крыма; 10 — предполагаемые разломы, штрихи направлены в сторону опущенного крыла; 11 — прочие разломы; 12 — антиклинали. Цифры в кружках обозначают главные структуры. Грабены: 1 — Сивашский, 2 — Дуноулавско-Войковский, 3 — Калиновский. Вали и поднятия: 4 — Тарханкутский, 5 — Новоселовское, 6 — Симферопольское, 7 — Новоцарцынское; 8 — Индоло-Кубанский краевой прогиб; 9 — Альминская впадина. Поднятия: 10 — Качинское, 11 — Южно-бережное; 12 — Туакское. Прогибы: 13 — Юго-Западный, 14 — Восточно-Крымский, 15 — Судакский, 16 — северное моноклинальное крыло сводового поднятия Горного Крыма, 17 — восточное периклинальное погружение сводового поднятия

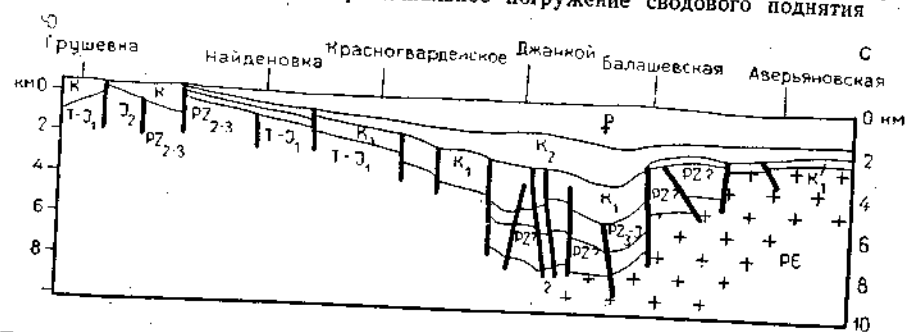


Рис. 99. Схематический разрез через Скифскую плиту и Каркиннитский грабенообразный прогиб (по Л. Г. Плахотному)

Структуры, похожие на Ейско-Березанский прогиб, установлены и в Крыму, в районе Тарханкутской системы поднятий, где скважинами вскрыты сильно дислоцированные, песчано-глинистые отложения и сланцы, прорванные мелкими интрузиями средних и основных пород. Возраст этих отложений — триасово-юрский, и залегают они, по данным А. Е. Шлезингера, в узкой впадине, ограниченной разломами. Подобные же толщи известны и южнее, в пределах Калиновского и Дуноулавско-Войковского грабенов и в ряде мест Новоселовского поднятия, где обнаружены липариты и дациты в аргиллитовой толще. Юрские и, возможно, триасовые отложения обнаружены также южнее Геническа.

Следовательно, в пределах Равнинного Крыма и Западного Предкавказья существовали отдельные прогибы, выполненные мощными триасовыми и юрскими интенсивно дислоцированными песчано-сланцевыми толщами с эффузивами, обладающими геосинклинальным характером. Многие геологи отрицают принадлежность Горного Крыма к альпийской складчатой области, рассматривая его как мезозойскую складчатую зону, испытавшую главную складчатость в келловейское время. С такой позиции Р. Г. Гарецкий рассматривает прогиб Горного Крыма, выполненный таврической серией, как один из нескольких, заложившихся на палеозойском фундаменте и подвергнувшихся складчатости в поздней юре.

**Добруджинский массив.** Под мелководной северо-западной частью акватории Черного моря эпипалеозойская плита прослеживается на запад, где в устье Дуная частично на территории СССР, но главным образом в Румынии, находится горстовый выступ ее фундамента — Добруджинский массив, в котором выделяются 3 зоны, разделенные разломами (рис. 100, I). Южная зона целиком перекрыта платформенным чехлом. В Центральной зоне обнажаются мощные (более 5 км) толщи дорифейских (?) или рифейских слюдяных сланцев, рифейские хлоритовые сланцы, филлиты и граувакки. В Северной Добрудже известны докембрийские (рифейские?) кристаллические сланцы, кембрийско-ордовикские филлиты и кварциты (1,5 км), глинистые сланцы и известняки силура (1,5 км), песчаники и сланцы нижнего девона

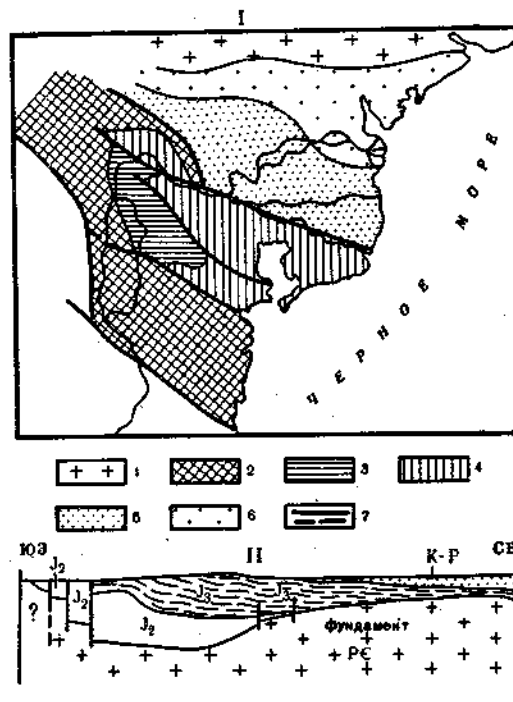


Рис. 100. Схема строения Добруджинского массива, по данным Р. Г. Гарецкого (I): 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — кристаллические сланцы рифея; 3 — складчатые породы палеозоя; 4 — складчатые породы триаса — нижней юры; 5 и 6 — Преддобруджинский прогиб, сложенный юрскими отложениями: 5 — внутренняя зона, 6 — внешняя зона; 7 — разломы. Схема строения Преддобруджинского юрского прогиба, по данным Л. Ф. Романова и В. И. Славина (II)

(0,5 км), граувакковые песчаники, конгломераты и филлиты нижнего карбона (1,5 км). Присутствие пермских пород проблематично. Возможно, к ним относится маломощная пачка песчаников и конгломератов. На эти энергично смятые в складки отложения резко несогласно налегают толщи пород прогиба Тулча, представленные дислоцированными карбонатно-терригенными, местами флишевыми отложениями триаса и нижней юры мощностью в несколько тысяч метров, прорванные дайками диабазов. Верхнетриасовый терригенный флиш очень напоминает разновозрастные отложения таврической серии Крыма. Прогиб Тулча выклинивается к северо-западу примерно в излучине Дуная. На юге Северной Добруджи располагается небольшой Бабадагский грабен, выполненный платформенными верхнемеловыми отложениями, под которыми возможно присутствие отложений триаса и юры, аналогичных вышеописанным.

За разломами, ограничивающими горст Добруджи с севера, располагается глубокий Преддобруджинский прогиб, сложенный мощной (более 3 км) толщиной юрских терригенных и карбонатных отложений, среди которых выделяются все три отдела. Выше располагаются сравнительно маломощные осадки нижнего мела (альбского яруса), верхнего мела, палеогена и неогена, которые уже не отражают юрского прогиба. С юга впадина ограничена разломами, с которыми связано проявление кислого и основного магматизма, вероятно триасового возраста. В северном направлении мощность отложений быстро уменьшается, что придает прогибу асимметричный профиль. Складчатость в юрском Преддобруджинском прогибе очень слабая. По-видимому, он целиком наложен на опущенную окраину Восточно-Европейской платформы (рис. 100, II). А. Е. Шлезингер показал, что юрский прогиб наследует палеозойский платформенный прогиб, сложенный девоном, карбоном и пермью.

Таким образом, в Добрудже располагается массив древней, байкальской консолидации, на который были наложены сравнительно узкие палеозойские и позднетриасово-лейасовые прогибы, напоминающие геосинклинальные.

**Платформенный чехол.** Отложения платформенного чехла на Скифской плите в разных местах начинаются с различных горизонтов. В Восточном Предкавказье — с триаса и лейаса, в Центральном и Западном Предкавказье — примерно со средней юры, в Равнинном Крыму — с раннего мела. Все отложения чехла залегают весьма полого, а его мощность колеблется от сотен до нескольких тысяч метров.

Наиболее древние горизонты чехла вскрыты в настоящее время многими скважинами в восточных и центральных районах Предкавказья, где они представлены терригенными пестроцветными и терригенно-карбонатными отложениями триаса (перми?), нижней юры мощностью в 1 км. К позднему триасу — ранней юре относится ногайская вулканогенная толща, представленная кислыми и средними эффузивами, их туфами и туфобрекчиями мощностью до 1 км, распространенная вдоль южной окраины Манычского прогиба. Почти километровая толща липаритовых туфов и туфопесчаников обнаружена и в Западном Предкавказье, где ее возраст, по-видимому, близок к возрасту ногайской толщи. Юрские андезитовые эффузивы обнаружены и в Степном Крыму в районе Джанкоя, Чапаевской и других местах.

В Предкавказье нижняя и средняя юра, залегающая несогласно на триасово-нижнеюрских отложениях, представлена глинисто-песчанистой толщиной с углистыми прослоями (2,5—3 км) и развита преимуще-

ственно на востоке, отсутствует на Ставропольском поднятии и на севере западных районов, но распространена на юге.

Верхняя юра, представленная глинистыми, песчанистыми, известняковыми, соленосными, гипсоносными и пестроцветными отложениями, также преимущественно развита на востоке и юго-востоке плиты, достигая 1,5 км мощности. Пестроцветная верхняя юра, возможно, имеется и в Крыму, например в Новоселовском поднятии.

Как в Предкавказье, так и в Крыму с несогласием на более древних породах залегают отложения нижнего мела, подразделяющиеся на неокомские, представленные терригенными и карбонатными породами (первые сотни метров), и апт-альбские песчано-глинистые отложения с кварцевыми и глауконитовыми песками (1 км). Широким распространением на Скифской плите пользуются верхнемеловые отложения, нижние горизонты которых (сеноманский ярус) сложены глауконитовыми песками и глинами, а вышележащие (турон-маастрихт) — мергелями и писчим мелом (0,4—2 км).

В последние годы были обнаружены вулканогенные образования в меловых отложениях. Представлены они диабазами, базальтами, андезитами, дацитами, липаритами, их туфами и туфобрекчиями, с преобладанием средних и кислых пород. Они вскрыты скважинами в Предкавказье — Армавир и Ейско-Березанский район (нижний мел); в Крыму — Северо-Крымский прогиб, Новоселовское и Тарханкутское поднятия, Альминская впадина, Индольский прогиб. Шире всего эффузивы развиты в отложениях альба-сеномана, достигая мощности в 1 км (Северо-Крымский прогиб).

Отложения палеогена-нижнего миоцена, залегающие с несогласием на меловых породах, распространены повсеместно. Палеоцен-эоцен представлен песчано-глинистыми и мергельными толщами, а олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия) — преимущественно песчано-глинистой толщиной. В пределах Ставропольского поднятия и в Западном Предкавказье среди палеоцен-эоценовых отложений преобладают пески, песчаники, алевролиты и глины, образовавшиеся в относительно мелководных условиях. В востоке и западу от этих районов, в Крыму и Восточном Предкавказье, шире распространены мергели, реже глины, причем тип разреза приближается к Северо-Кавказскому. Мощность палеоцен-эоценовых отложений колеблется от десятков и первых сотен метров на поднятиях до 1 км и более во впадинах. Майкопская серия представляет собой толщу темно-серых, коричневых, тонкослоистых битуминозных глин, песков, реже песчаников. Мощность майкопской серии во впадинах и краевых прогибах может достигать 2 км и более.

Отложения платформенного чехла, залегающие выше майкопской серии, подразделяются на два комплекса: средний миоцен — средний плиоцен и верхний плиоцен — антропоген. Первый комплекс представлен фациально сильно изменчивыми отложениями, состоящими из мелководных песков, глин, песчаников, известняков, ракушечников. На поднятиях отложения многих горизонтов отсутствуют или сокращены в мощности, которая обычно колеблется в пределах десятков, реже сотен метров. Выше понтических местами располагаются континентальные отложения, представленные песчаниками и глинами до 0,5 км мощностью. В Крыму — красноземы таврской, в Ставрополье — краснобурые глины армавирской, а на востоке Предкавказья — песчаники, конгломераты и глины терской свиты относятся, по-видимому, к среднему плиоцену.

Верхний плиоцен Восточного Предкавказья представлен мелководными песчано-глинистыми отложениями акчагыльского и апшеронско-



го ярусов мощностью до 1,5 км. К западу они быстро замещаются континентальными отложениями. Для осадков четвертичного времени существуют различные стратиграфические схемы в Каспийском и Черноморском бассейнах. Трансгрессии сменялись регрессиями и на побережьях насчитывается несколько морских террас.

**Основные черты структуры плиты.** Структурные карты подошвы платформенного чехла плиты показывают сложную картину поверх-

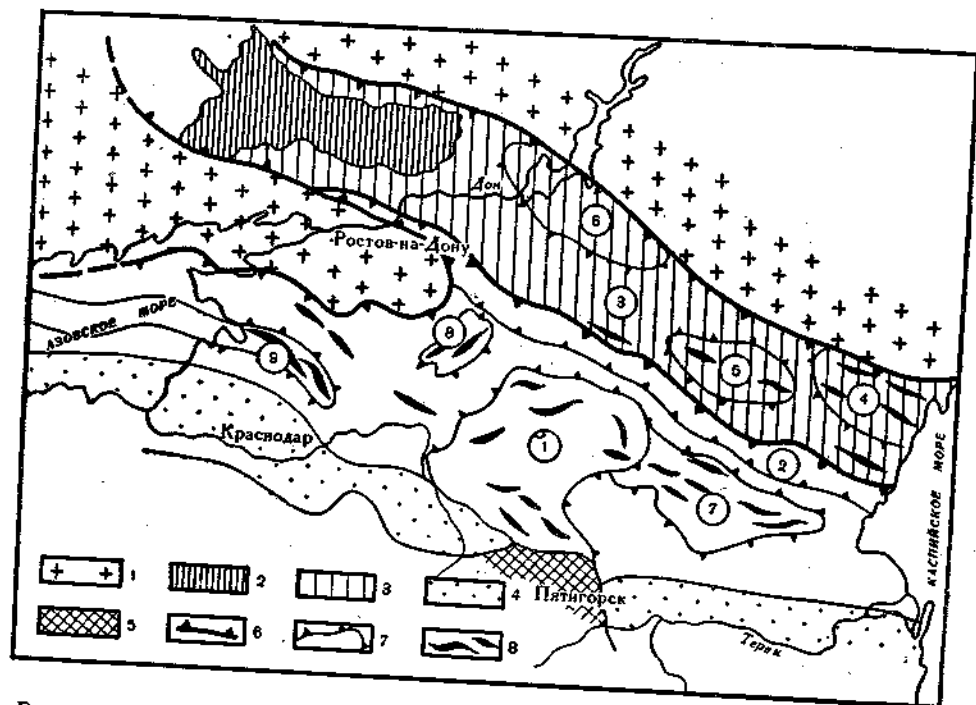


Рис. 101. Схема основных структур Предкавказской части Скифской плиты (по М. Ф. Мирчинку и др.):  
 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — складчатое сооружение Донбасса; 3 — «кряж» Карпинского; 4 — альпийские краевые прогибы; 5 — Минераловодский выступ; 6 — границы платформы; 7 — границы структур плиты; 8 — частные поднятия.  
 Цифры в кружках обозначают главные структуры (см. в тексте)

ности фундамента, амплитуда расчленения которого в Предкавказье достигает 10—12 км, причем максимальные глубины наблюдаются в пределах краевых прогибов там, где эпипалеозойская плита, по-видимому, сочленяется с Альпийской складчатой областью. Значительные опускания имеют место в Манычском прогибе (до 6 км). В пределах Ставропольского свода глубина залегания фундамента колеблется от 0,5 до 2,5 км, а к востоку от него — 6 км и более, западнее — 3 км. В восточных районах Донбасско-Промысловской зоны («кряжа» Карпинского) фундамент погружен до глубин —3—3,5 км.

Как по поверхности фундамента, так и в более молодых горизонтах платформенного чехла отчетливо вырисовываются главные структурные элементы плиты, обладающие субширотной ориентировкой, вероятно, наследующей структурный план фундамента (рис. 101). Доминирующее положение занимает огромный Ставропольский свод (1), осложненный рядом впадин и поднятий, восточный борт которого

ограничен весьма протяженным меридиональным глубинным разломом, уходящим как к северу, так и к югу уже в пределы Кавказа. Между Русской плитой на севере и разломами, ограничивающими Манычский прогиб (2), располагается относительно приподнятая зона палеозойского фундамента, находящаяся на продолжении Донбасса, так называемый «кряж» Карпинского (3). В платформенном чехле

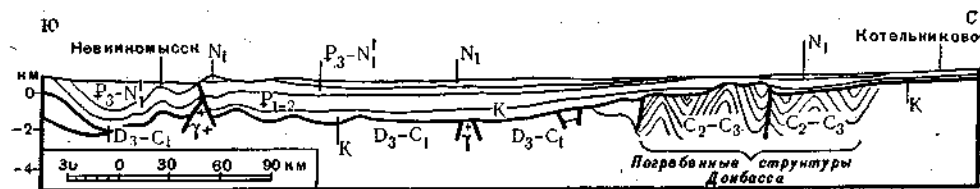


Рис. 102. Геологический профиль через Северное Предкавказье (по М. Ф. Мирчинку и др.)

«кряжа» выражены цепочки и зоны линейных антиклиналей, отражающих положительные структуры в фундаменте: Промысловское (4), Песчаное (5), Южно-Ергининское (6) поднятия и другие. Восточнее Ставропольского свода находятся Величаевская, Озек-Суатская и Ачижулакская зоны поднятий, часто объединяемые в Прикумскую зону (7). Западнее — Расшеватская (8), Каневско-Березанская (9) и другие.

Манычский прогиб, протягивающийся почти на 700 км от Азовского моря до Каспия, состоит из трех частных прогибов, глубина которых увеличивается к востоку от —1,5—2 км до —5 км, развивавшихся в различное время и ограниченных разломами. В Равнинном Крыму поверхность фундамента плиты также расчленена (см. рис. 97). На западе полуострова располагается Тарханкутское поднятие (4), исчезающее к западу в Черном море в 50 км от берега. Возможно, оно находится на западном продолжении Каневско-Березанской зоны поднятий, прослеживаемой в западном направлении под водами Азовского моря. Антиклинали и синклинали Тарханкутской зоны поднятий отделяются узким Донузлавско-Войковским грабеном (2) от Новоселовского поднятия (5), с юга ограниченного Калининским грабеном (3) и Альминской впадиной (9). Восточнее находится изометричное Симферопольское поднятие (6) с глубиной залегания фундамента всего в несколько сот метров и кулисно к нему подставляющееся Новоцарицынское поднятие (7), за которым располагается глубокий Индольский краевой прогиб (8). По геофизическим данным можно наметить западное продолжение зоны Симферопольского и Новоселовского поднятий в северную часть Черного моря и далее на Добруджинский массив, где находится массив байкальской консолидации.

Во многих районах Скифской плиты прослеживается отчетливая прямая связь между структурами фундамента и структурами чехла, что свидетельствует об унаследованном развитии последнего. С течением времени структурный план чехла постепенно упрощался, многие структуры, хорошо выраженные по нижним горизонтам, в более высоких горизонтах отмирают и полностью исчезают. Рост локальных структур начиная с олигоцена почти прекращается (рис. 102). Наряду с субширотными структурами в строении плиты большую роль играют и ме-

ридиональные. Многие из них развивались длительное время, а некоторые обладают сквозным характером, прослеживаясь в пределах Русской и Скифской плит и далее в Альпийскую складчатую область, возможно проникая и на Аравийскую платформу. В частности, к последнему типу относится грандиозная Транскавказская зона поперечных поднятий и разломов. В пределах Причерноморской зоны А. В. Чекуновым, И. А. Гаркаленко и другими исследователями установлены субмеридиональные разрывы древнего, докембрийского заложения, прослеживающиеся на Русской и на Скифской плитах: Одесский, Евпаторийско-Скадовский, Мелитопольско-Новоцарицынский и т. д.

Фундамент Скифской плиты, так же как и других молодых плит, является гетерогенным. В его пределах в настоящее время выявлены небольшие массивы байкальской консолидации. Главная складчатость произошла, по-видимому, в среднем карбоне, местами несколько позже, в конце ранней перми, например в Донбасско-Промысловской зоне. После складчатости во многих районах стали образовываться грабенообразные впадины, заполнявшиеся красноцветными и пестроцветными отложениями позднего палеозоя — раннего триаса. Особенности строения и залегания этих отложений не позволяют однозначно трактовать их тектоническую принадлежность, так же как и на Туранской плите. Одни исследователи считают его основанием платформенного чехла; другие выделяют в «промежуточный», «переходный», «метагеосинклинальный» комплексы; третьи относят его к верхнему структурному ярусу фундамента. По существу, так же обстоит дело и с тектонической трактовкой прогибов, выполненных мощными, энергично дислоцированными терригенными и, частично, вулканогенными толщами триаса — нижней юры, установленных в Ейско-Березанской зоне, в основании Тарханкутского поднятия. Триасово-юрский прогиб Тулча известен и в Добрудже. Р. Г. Гарецкий считает эти прогибы все-таки геосинклинальными, консолидовавшимися только в конце юрского времени и включает их в состав фундамента Скифской плиты.

#### Полезные ископаемые

Основными полезными ископаемыми Скифской плиты являются нефть и газ, крупные месторождения которых были открыты за послевоенные годы. Многие залежи связаны с нижними горизонтами платформенного чехла — отложениями средней юры и нижнего мела (баррема), главным образом в Восточном Предкавказье в зоне Прикумских поднятий — Озек-Суат, Величаевка, Зимняя Ставка и другие. На севере Скифской плиты обнаружены месторождения нефти и газа, приуроченные к отложениям альбского яруса, которые оказываются нефтегазодонными и в Западном Предкавказье: месторождения Ленинградское, Староминское, Березанское, Каневское и другие. В пределах Ставропольского свода были обнаружены месторождения газа в майкопской серии и на их базе сооружен газопровод Ставрополь — Москва. С майкопской серией в этом же районе связаны незначительные нефтяные месторождения. По-видимому, плиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения в восточной половине Скифской плиты также являются потенциально нефтегазодонными.

В Равнинном Крыму до настоящего времени крупных месторождений нефти не обнаружено, но нефтепроявления известны давно, в частности в зоне Тарханкутских поднятий. С альбскими отложениями этой зоны связаны небольшие газоконденсатные месторождения, снабжающие газом Симферополь. Большие перспективы имеют палеогеновые и

неогеновые отложения, в которых также обнаружены промышленные скопления газа. В частности, в Каркинитской впадине в отложениях палеоцена открыто пять месторождений газа и два — в отложениях мела. В районе Джанкоя несколько газовых месторождений связано с отложениями майкопской серии (Джанкойское и Стрелковское). В Западном Крыму, в районе Евпатории, сосредоточены соляные озера (Сакское и др.), из которых добывают соли брома, карналит, хлористый магний, галит, лечебную грязь.

#### Геофизическая характеристика и глубинное строение

Территория Скифской плиты довольно равномерно охвачена геофизическими исследованиями. Имеется несколько профилей ГСЗ, пересекающих всю плиту и смежные с ней территории.

Гравитационное поле Скифской плиты характеризуется наличием положительных и отрицательных аномалий линейного типа, протягивающихся в субширотном направлении. В Предкавказье, южнее Манычской гравитационной ступени, отражающей глубинный разлом, развито отрицательное поле, на фоне которого в южной части плиты прослеживаются наиболее пониженные значения региональных минимумов. Азовский выступ Украинского щита и его восточное продолжение характеризуются положительными гравитационными аномалиями. Таким же аномалиями обладает и северная часть Скифской плиты в районе «кража» Карпинского. На общем положительном фоне местами наблюдаются резкие максимумы, характеризующие структуры каменноугольных отложений.

В пределах акватории Азовского моря, Равнинного Крыма и Каркинитского залива развито отрицательное гравитационное поле с отдельными изометричными положительными аномалиями, характеризующими выступы фундамента: в Азовской акватории, Новоселовское, Симферопольское, Новоцарицынское, к западу от Тарханкута и т. д. Не исключено, что все эти выступы связаны с наличием древних байкальских массивов.

На территории Скифской плиты хорошо выражены очень протяженные и резкие гравитационные ступени субширотной ориентировки, отражающие глубинные разломы, например, в районе Сиваша и северного побережья Каркинитского залива. Причерноморская впадина Восточно-Европейской платформы характеризуется положительными аномалиями. Южнее располагается система гравитационных ступеней и зон минимумов силы тяжести, отвечающих Каркинитскому заливу и Сивашу и обусловленных глубокими грабенообразными впадинами, находящимися в пограничной зоне между древней Восточно-Европейской платформой и молодой Скифской плитой. Такие же зоны больших гравитационных градиентов отделяют плиту от сооружений Горного Крыма и Керченского полуострова. Следовательно, гравитационное поле Скифской плиты прямо отражает рельеф фундамента, зоны глубинных разломов, древние массивы, но на него оказывает также влияние поведение и более глубоких горизонтов коры, например поверхности Конрада.

Магнитное поле, как и гравитационное, характеризуется линейностью, однако выраженной более четко на востоке Предкавказья, где фон магнитного поля слаболожительный и на котором весьма отчетливо проявляется отрицательная протяженная аномалия, отвечающая зоне Манычских прогибов, свидетельствующая об отсутствии в них маг-

матических пород. «Кряж» Карпинского, расположенный севернее, характеризуется слабоположительным магнитным полем с локальными, но резкими максимумами, причем один из наиболее хорошо выраженных максимумов (юго-восточнее Котельниково) имеет меридиональную ориентировку.

Южнее Маньчской зоны отрицательных аномалий располагаются положительные магнитные аномалии с многочисленными максимумами, группирующимися в цепочки северо-западных простираний. Эти магнитные аномалии отражают внутреннее строение фундамента плиты и характеризуют участки развития вулканогенных и интрузивных пород в палеозойских геосинклинальных отложениях, а также присутствие основных эффузивов в наложенных триасово-юрских прогибах.

Область Скифской плиты, расположенная в пределах акватории Азовского моря, Равнинного Крыма и Каркинитского залива, обладает слабо возмущенным отрицательным магнитным полем изометричного рисунка с отдельными мелкими максимумами, отражающими присутствие эффузивов в фундаменте и в нижних горизонтах платформенного чехла. Севернее широты Джанкоя прослеживается отчетливый широтный рубеж, к северу от которого развиты резко положительные субмеридиональные магнитные аномалии, обусловленные строением докембрийского фундамента южных окраин Восточно-Европейской платформы. При этом районы Сиваша и Каркинитского залива там, где находятся глубокие грабенообразные впадины, оказываются в зоне докембрийского фундамента. Очень протяженная линейная положительная магнитная аномалия простирается вдоль подножий Горного Крыма и Кавказа и совпадает с крупной гравитационной ступенью. В общем виде на Скифской плите, как и на Туранской, наблюдается довольно хорошая корреляция магнитных и гравитационных аномалий.

**Глубинное строение Скифской плиты** в настоящее время изучено несколькими профилями ГСЗ. Строение земной коры в этом регионе весьма своеобразно. Мощность земной коры на Скифской плите равняется в среднем примерно 40 км. В северных районах она увеличивается до 45 км, а в некоторых местах на юге, прилегающих к альпийским сооружениям Кавказа, уменьшается до 35 км. Сокращение мощности коры особенно заметно в пределах Западно-Кубанского и Терского краевых прогибов, по-видимому, в связи с некоторыми процессами тектонического растяжения, охватившими эти районы в позднекайнозойское время. В Равнинном Крыму мощность земной коры 40 км, и поверхность М залегает практически горизонтально. Поверхность К располагается на глубинах около 15 км и, таким образом, мощность базальтового слоя достигает 25 км, т. е. почти в два раза превышает мощность гранитно-метаморфического слоя. На широте Сиваша фиксируется глубинный разлом, проникающий в верхнюю мантию, и севернее него наблюдается слабое погружение поверхности М. Такой же крупный разлом выявлен ГСЗ и у северного подножия Горного Крыма. По этому разрыву поверхность М опущена почти на 10 км. Непосредственно севернее разлома мощность гранитно-метаморфического слоя увеличивается. Плоскости всех этих глубинных разломов наклонены к северу (см. рис. 110).

В Предкавказской части Скифской плиты поверхность М также залегает почти горизонтально на глубине около 40 км. К северу она так же, как и к югу, несколько повышается. В районе Ставропольского свода поверхность М испытывает погружение до глубин 43—44 км, а южнее, непосредственно перед Кавказским хребтом, — до 45 км. Поверхности К и М примерно параллельны друг другу.

Таким образом, в пределах Скифской плиты по поверхности мантии наблюдаются очень пологие структуры, ориентированные в северо-западном направлении и характеризующиеся максимальной амплитудой в 8—10 км.

## ОБЛАСТИ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

### СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КАВКАЗА

В пределах Кавказской горной страны мы имеем наиболее полное поперечное сечение Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса на территории СССР, заключенного между Скифской эпипалеозойской плитой на севере и древней Африканской платформой на юге. В Кавказском сегменте этого пояса хорошо выделяются следующие крупные продольные зоны (с севера на юг): 1) зона Предкавказских краевых прогибов; 2) мегантиклинорий Большого Кавказа; 3) Закавказская межгорная зона, на западном и восточном продолжении которой располагаются Черноморская и Южно-Каспийская глубоководные впадины; 4) складчато-глыбовое сооружение Малого Кавказа — северная часть огромного Армянского нагорья. Кавказский сегмент является одним из самых сложных в пределах Альпийско-Средиземноморского пояса. Для того чтобы лучше понять его геологическое строение, сначала рассмотрим районирование этого региона, а затем остановимся на характеристике отложений и истории развития. Необходимо отметить, что Кавказу посвящено огромное количество работ, ряд из которых имеет выдающееся значение. Классические исследования в этом регионе проводили такие известные ученые, как Г. В. Абих, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. И. Андрусов, И. М. Губкин, К. Н. Паффенгольц, В. П. Рентартен, В. В. Белоусов и многие другие. Последние обобщающие работы по Кавказу принадлежат В. Е. Хаину, Е. Е. Милановскому, П. Д. Гамкрелидзе и другим геологам.

### Основные структурные элементы

**Зона Предкавказских краевых прогибов**, выполненных неоген-четвертичными молассами, состоит из нескольких отдельных ячей (рис. 103). Наиболее западное положение занимает Западно-Кубанский, а к востоку от него находится Восточно-Кубанский краевой прогиб. Последний отделяется Минераловодским выступом от обширного Терско-Каспийского прогиба. Все прогибы асимметричны. Их северные крылья широкие и пологие, а южные — узкие и осложнены складками.

**Мегантиклинорий Большого Кавказа** простирается в субширотном направлении почти на 1250 км при ширине до 200 км и является складчато-глыбовым асимметричным горным сооружением, подразделяющимся на ряд поперечных сегментов и продольных зон. Характерной чертой геологического строения Большого Кавказа является четко выраженное осевое поднятие, сложенное палеозоем и нижней юрой. Асимметрия мегантиклинория обусловлена наличием относительно широкого северного крыла, обладающего простым строением, и более узкого и сложного южного крыла, складчатые структуры которого надвинуты к югу. Исходя из особенностей геологического строения разных частей мегантиклинория, В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский выделяют в нем четыре поперечных сегмента (с запада на восток): 1) Северо-Запад-

ный, 2) Центральный, 3) Восточный и 4) Юго-Восточный. На крайние северо-западные и юго-восточные части мегантиклинория накладываются зоны крупных периклинальных опусканий: Таманско-Керчен-

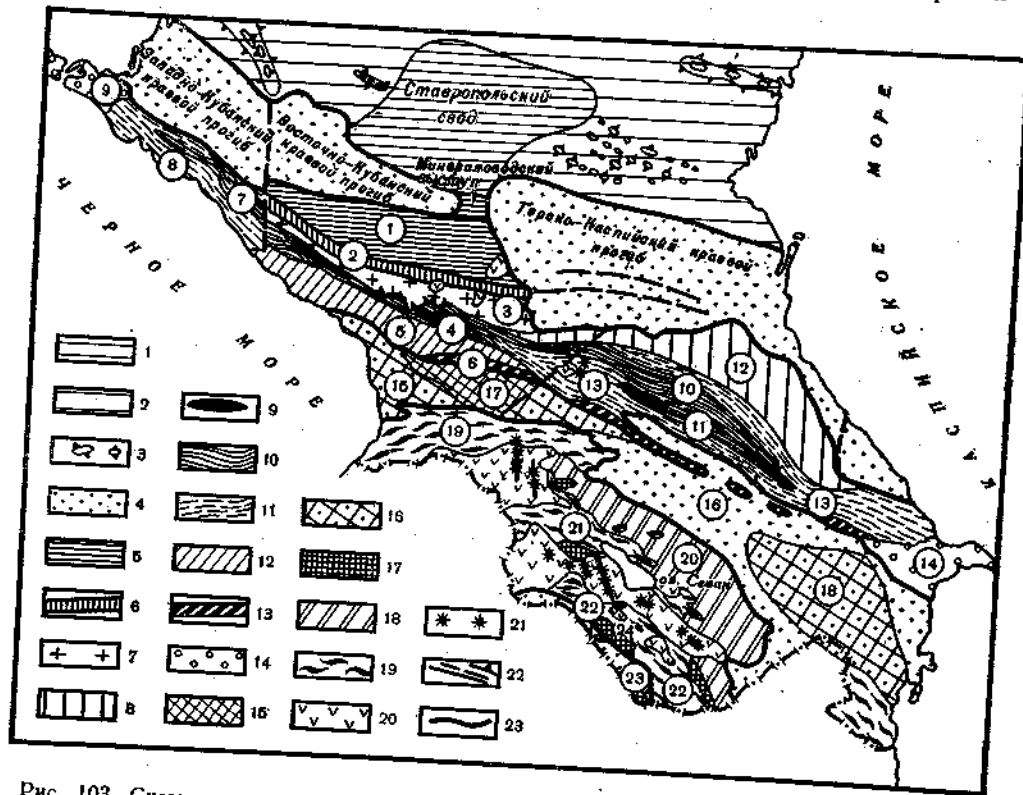


Рис. 103. Схема основных структур складчатого сооружения Кавказа (по Е. Е. Милановскому, с упрощением);

Скифская эпипалеозойская плита: 1 — приподнятые участки; 2 — опущенные участки; 3 — брахискладки чехла плиты; 4 — краевые прогибы и межгорные впадины, выполненные кайнозойскими молассами. Мегантиклинорий Большого Кавказа: 5 — южный край Скифской плиты, вовлеченный в сводовое поднятие в кайнозой; 6 — Тырнauanская шовная зона, сложенная палеозоем; 7 — кристаллические породы палеозоя горст-антиклинория Главного хребта; 8 — северное крыло мегантиклинория, сложенное пологоскладчатым мезозоем; 9 — средний (?) — верхний палеозой, выступающий в поднятиях; 10 — сланцевые толщи нижней — средней юры; 11 — умеренно складчатые нефлишевые отложения; 12 — южное крыло, сложенное мезозоем и кайнозойем; 13 — Кахетинско-Лечхумская шовная зона, сложенная мезозоем и кайнозойем; 14 — кайнозойские отложения периклинальных прогибов. Закавказская межгорная зона: 15 — Грузинский срединный массив (приподнятые участки); 16 — межгорные впадины, наложенные на срединные массивы. Складчатое сооружение Малого Кавказа: 17 — палеозойские отложения, слагающие поднятия; 18 — вулканогенный мезозой, преимущественно юра; 19 — вулканогенные образования мела и палеогена; 20 — неоген-четвертичные вулканы; 21 — крупные вулканы; 22 — разломы и надвиги; 23 — границы основных структур. Цифры в кружках обозначают главные структуры (см. в тексте)

ская и Апшероно-Кобыстанская, сформировавшиеся в кайнозойское время.

Центральный сегмент наиболее приподнят и широк, поэтому в нем на поверхность выступает палеозойский фундамент альпийской

геосинклинали, а собственно альпийский геосинклинальный комплекс характеризуется относительно малой мощностью и неполнотой разреза.

На севере Центрального сегмента располагается Лабинско-Малкинская моноклиналичная зона (1), фундаментом которой служат толщи рифейских (?) — палеозойских пород, а чехлом — платформенные отложения юры, мела и палеогена, слагающие пологую (5—10°) моноклинал. Эта зона в альпийский этап развития являлась южной частью Скифской эпипалеозойской плиты и лишь на орогенном этапе оказалась «втянутой» в сводовое поднятие Большого Кавказа (рис. 104, А).

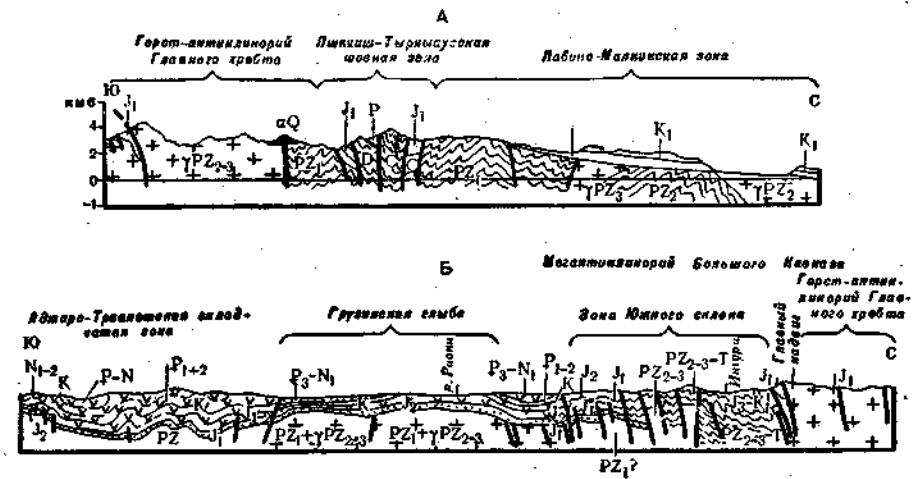


Рис. 104. Геологические профили через Центральный сегмент Большого Кавказа (по Е. Е. Милановскому): А — северный склон Большого Кавказа; Б — южный склон Большого Кавказа и Закавказская межгорная зона

Южнее располагается узкая (2—12 км) Пшекиш-Тырнauanская шовная зона (2), служившая северным ограничением альпийской геосинклинали и сложенная мощными осадочными и вулканогенными отложениями нижнего (?) — среднего палеозоя, перекрытыми сероцветной и красноцветной позднекаменноугольной и пермской молассой. Отложения нижней и средней юры, сохранившиеся здесь в грабенах, значительно мощнее, чем в предыдущей зоне. Шовная зона представляет собой поверхностное выражение крупного глубинного разлома. Восточнее р. Чегем, там, где палеозойские отложения зоны погружаются под альпийский комплекс, этот шов продолжается в Терско-Каспийском краевом прогибе в виде Сунженской надразломной антиклиннали.

Южнее располагается горст-антиклинорий Главного хребта (3), обладающий глыбовым строением, занимающий осевое положение в структуре Большого Кавказа и в плане напоминающий удлиненный ромб. Сложен он разнообразными рифейскими и нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными многочисленными позднепалеозойскими интрузиями гранитоидов (см. рис. 104, А).

К югу от надвигов горст-антиклинория находится зона Южно-го склона Большого Кавказа (4), представляющая собой альпийский геосинклинальный прогиб, наследующий герцинский. Эта узкая зона сложена песчано-сланцевыми отложениями нижней и средней юры и мощной толщей верхнеюрского-мелового карбонатного флиша (8—9 км), смятыми в серию сжатых складок, опрокинутых к югу. Среди сложных чешуйчато-складчатых структур местами располагаются узкие антиклинории, в которых обнажаются слабо метаморфизованные отложения карбона, перми и, возможно, триаса.

Южнее располагается Абхазо-Рачинская зона (5), возникающая из краевой (южной) части альпийской геосинклинали, обладающая простой складчатой структурой и сложенная терригенными толщами лейаса и вулканогенными — байоса, перекрытыми карбонатными отложениями верхней юры и мела.

Абхазо-Рачинская зона с юга ограничена узкой и протяженной Кахетинско-Лечхумской зоной (6), представляющей собой глубинный шов, напоминающий по своему положению Пшекиш-Тырныаузский и на протяжении альпийского этапа служивший южной границей геосинклинали, отделявшей ее от Грузинского срединного массива. Эта зона сложена мощной (до 3 км) толщей карбонатных и песчано-глинистых пород верхней юры, мела, палеогена и миоцена. Северная часть Кахетинско-Лечхумской зоны местами надвинута к югу.

Северо-Западный сегмент Большого Кавказа по сравнению с Центральным сильно опущен по системе поперечных разломов. Лабинско-Малкинская и Пшекиш-Тырныаузская зоны перекрыты здесь южным крылом Западно-Кубанского краевого прогиба, а горст-антиклинорий Главного хребта быстро суживается, и место осевого поднятия занимает Гойтхский антиклинорий (7), сложенный песчано-глинистыми, местами вулканогенными отложениями лейаса и средней юры. На юге располагаются Новоросский и Сочинский синклинории (8), сложенные карбонатным и терригенно-карбонатным верхнемеловым и палеогеновым флишем. Эта зона, продолжающая флишевую зону Южного склона Центрального сегмента, косо срезается краем явно наложенной здесь Черноморской впадины. Северо-Западный сегмент Большого Кавказа ограничивается Анапской поперечной флексурой, за которой находится еще более погруженный Таманский периклинальный прогиб (9).

Восточный сегмент Большого Кавказа относительно Центрального также погружен, и палеозойские отложения в его пределах не обнажаются. Однако по своей ширине он равен Центральному и намного протяженнее Северо-Западного сегмента. Его осевую часть составляют два сближенных антиклинория — Бокового (11) и Главного хребтов (10), возникших на месте наиболее прогнутой части альпийской геосинклинали и сложенных глинистыми сланцами лейаса. Северное крыло Восточного сегмента (12) сложено юрскими, меловыми и палеогеновыми, преимущественно карбонатными отложениями, смятыми в коробчатые складки. Наибольшей ширины это крыло достигает в Северном Дагестане (рис. 105, А). Южнее осевого поднятия располагается Чиауро-Дибрарский синклинорий (13, см. рис. 103), сложенный верхнеюрским и меловым карбонатным флишем. Все отложения интенсивно дислоцированы, опрокинуты и надвинуты к югу (рис. 105, Б). Этот синклинорий с юга ограничивается узкими поднятиями Кахетинско-Лечхумской шовой зоны.

Юго-Восточный сегмент располагается восточнее меридиана р. Самур, где к востоку происходит быстрое погружение всех структур.

тур. На крайнем юго-востоке горного сооружения Большого Кавказа находится глубокий Апшероно-Кобыстанский прогиб (14), аналогичный Таманскому.

Закавказская межгорная зона располагается между складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа и состоит из Рионского (15) и Куринского (16) прогибов, выполненных мощными (до

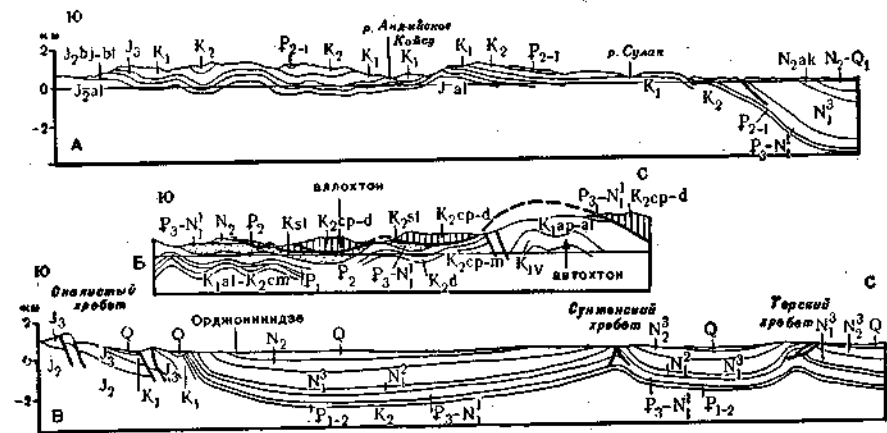


Рис. 105. Схематические геологические профили зоны Известнякового Дагестана, по Р. С. Безбородову и А. Е. Кривоуцкому (А), через Баскальский покров на Юго-Восточном Кавказе, по И. А. Воскресенскому (Б), и через западную часть Терско-Каспийского краевого прогиба, по Г. И. Акиншину и др. (В)

10 км) толщами кайнозойских моласс, и разделяющего их Дзиркульского выступа (17) древних рифейских и палеозойских пород, представляющего собой часть Грузинской глыбы — срединного альпийского массива, отдельные участки которого (Рионский, западная половина Куринского прогибов) были вовлечены в опускание в неоген-четвертичное время (см. рис. 104, Б). Северная окраина массива была втянута в поднятие и причленилась к горному сооружению Большого Кавказа. В восточной части Куринского прогиба также находится погруженный срединный массив — Нижне-Куринский (18).

Складчатое сооружение Малого Кавказа приурочено к внутренней зоне Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса и в противоположность Большому Кавказу характеризуется отсутствием осевого поднятия. Оно состоит из следующих кулисообразно подставляющих друг друга складчатых зон (с севера на юг): Аджаро-Триалетской (19), Сомхето-Карабахской (20), Севанской (21), Веди-Ордубадской (22). С юга складчатое сооружение Малого Кавказа обрамляется Средне-Араксинским межгорным прогибом (23). Первые две зоны сформировались на раздробленной и опущенной южной периферии Грузинской глыбы, а другие возникли в пределах обширного массива, обладавшего чертами платформы в палеозое — триасе.

Аджаро-Триалетская зона сложена толщей пород верхнего мела и палеогена, смятых в простые складки, и в плиocene—четвертичном времени испытавшей сводовое поднятие. Шире всего развиты мощные (7—8 км) флишеидные и вулканогенные образования палеогена, в част-

ности зоцена. Восточное продолжение зоны скрыто под молассами средней части Куринской впадины (см. рис. 104, Б).

Сомхето-Карабахская зона, расположенная южнее, сложена мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными юрскими породами, главным образом среднеюрскими, прорванными позднеюрскими и раннемеловыми гранитоидами. В юго-восточном направлении появляются отдельные места имеют выступы байкальского (?) фундамента (Артвинский, Храмский, Локский массивы), на которых разрез юры резко сокращен и фациально отличен от основной зоны. П. Д. Гамкрелидзе полагает, что эти выступы являются частью Артвино-Болнисской глыбы (древнего массива), ныне скрытой под неоген-четвертичными вулканическими образованиями Ахалкалакского нагорья.

Севанская зона, представляющая собой сравнительно узкий синклиниорий, находится южнее Сомхето-Карабахской и сложена толщами меловых и палеогеновых пород, из-под которых в отдельных местах обнажается юра (Кафанское поднятие). В меловое время северная часть Севанской зоны, располагавшаяся на месте юрского прогиба, подверглась раздроблению и опусканию. В узком рве сформировался сложный комплекс пород офиолитовой ассоциации, который в дальнейшем испытал сжатие, раздавливание и перемещение в виде покровов в обе стороны от рва.

В палеогене в этой же зоне накапливаются мощные андезитобазальтовые вулканогенные толщи, а в олигоцене прогибание заканчивается, происходит складчатость и внедрение гранитных интрузий. Южная часть зоны, в отличие от сильно деформированного пояса офиолитов на севере, построена проще и сложена пологозалегающими отложениями юры, мела и палеогена. В неоген-четвертичное время вся Севанская зона испытала дифференцированное поднятие.

Севанская зона с юга ограничивается крупным разломом, играющим важную роль в структуре Малого Кавказа, так как в первую половину альпийского этапа к югу от него район был приподнят и осадконакопления в его пределах не происходило. Строение этого района, как и южного борта Севанской зоны, замаскировано мощным покровом новейших вулканитов. Предполагается, что в северо-западной его части находится Центрально-Армянский внутренний массив, фрагменты байкальского фундамента которого обнажаются в ряде горстообразных поднятий (Мисханского и других), а скважинами вскрыты в районе Еревана, где на окраины этого массива наложена неоген-четвертичная впадина.

Южнее Центрально-Армянского массива располагается Веди-Орду-бадская зона, представляющая собой синклиниорий. В западной части зоны в меловое время возник узкий ров, заполнявшийся породами офиолитовой ассоциации, так же как и в Севанской зоне. В палеогеновое время накапливались мощные андезитобазальтовые вулканогенные и флишоидные толщи пород, в конце палеогена смятые в систему линейных складок и прорванные интрузиями гранитов.

На крайнем юге сооружений Малого Кавказа в ряде мест выступают на поверхности пологолежащие отложения среднего палеозоя, перми и триаса. Они представляют чехол альпийского Арарат-Джультинского срединного массива (24), который в начале неогена испытал неравномерное погружение, и ряд наложенных впадин образовал Средне-Араксинский межгорный прогиб.

На самом юго-востоке Малого Кавказа располагается Галышский антиклиниорий (25), наложенный на Сомхето-Карабахскую

зону и очень похожий по истории развития на Аджаро-Триалеты. Значительная часть складчатых структур Малого Кавказа перекрыта огромными покровами неоген-четвертичных вулканических пород, являющихся частью гигантского Армянского вулканического нагорья.

Очень важную роль в структуре Кавказа играет поперечное Транскавказское поднятие, проходящее в меридиональном направлении от Ставрополя на Эльбрус, Дзирульский выступ и Арарат. В пределах этого поднятия многие структурные элементы и зоны испытывают поднятие, ундулируют, и максимально проявляется новейший вулканизм.

### Основные комплексы отложений

Образования, слагающие складчатое сооружение Кавказа, можно подразделить на ряд комплексов, отвечающих определенным этапам развития региона. Выделяются комплекс средне-верхнепалеозойских отложений, местами включающих и триас, и соответствующий герцинскому этапу, и комплекс юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, отвечающий собственно альпийскому этапу развития. Восстановить события на Кавказе в позднем докембрии и в раннем палеозое более или менее достоверно невозможно, так как отложения этого возраста выходят на поверхность лишь в редких местах.

**Палеозойский комплекс.** Древнейшие толщи разнообразных кристаллических сланцев известны в районе Кисловодска, в горст-антиклиниории Главного хребта, в Дзирульском выступе и в ряде мест на Малом Кавказе. Эти отложения можно датировать, по-видимому, поздним докембрием. На северном склоне Большого Кавказа (Лабинско-Малкинская зона) на них с несогласием залегают кембрийские песчаники. В этих же районах известны и силурийские сланцы и известняки, образующие пологий чехол на верхнедокембрийских отложениях. Возможно, что в пределах Кавказа проявилась байкальская складчатость, но не было орогенеза, так как молассы неизвестны.

Гораздо отчетливее выявляется структурный план, начиная с девонского периода. Герцинская геосинклиналь занимала Предкавказье (Скифская плита) и Большой Кавказ до Кахетинско-Лечхумского шва, южнее которого в пределах современной Закавказской межгорной зоны и на Малом Кавказе в среднем-верхнем палеозое и в триасе находился обширный платформенный массив.

В Предкавказье накапливались преимущественно терригенно-карбонатные морские отложения, почти без вулканитов. В Пшекиш-Тырныаузской зоне в девонское и раннекаменноугольное время формировалась мощная (5—6 км) вулканогенно-осадочная толща, представленная основными, реже кислыми эффузивами, их туфами, яшмами, глинистыми сланцами, песчаниками и известняками. В зоне южного склона Большого Кавказа в это же время накапливались мелководные, местами рифогенные, известняки без вулканитов.

В конце раннего карбона в зоне Северного склона Большого Кавказа произошла складчатость, которой предшествовало становление сложного интрузивного комплекса плагиогранитов. Средний-верхний карбон представлен сероцветными песчано-глинистыми отложениями с пачками конгломератов, кислыми эффузивами и прослоями углей (2 км) — типичной молассой. Пермские и частично нижнетриасовые отложения — это континентальные песчано-конгломератовые толщи также с кислыми вулканитами и их туфами (3—5 км). На западе Боль-

шого Кавказа верхняя пермь слагается маломощными известняками. На южном склоне наблюдается непрерывный разрез от девона до перми в морских карбонатных фациях без вулканитов.

Таким образом, максимальное складкообразование и герцинский орогенез имели место в Центральном сегменте Большого Кавказа в пределах его Северного склона. В других районах интенсивность этих процессов была значительно меньше.

В пределах Закавказской межгорной зоны и Малого Кавказа выступы древнейших (досреднепалеозойских) пород, как уже отмечалось, указывают, вероятно, на геологическое развитие этого региона, сходное с таковым Большого Кавказа. Но со среднего палеозоя это сходство исчезает. В девоне и карбоне существовал обширный Закавказский срединный массив, испытывавший поднятие. Лишь в отдельных местах в карбоне накапливались маломощные кислые вулканиты и глинисто-карбонатные отложения. В южных районах Малого Кавказа существовал прогиб, в котором формировались терригенно-карбонатные толщи среднего девона — нижнего карбона и карбонатные — перми и триаса. Все эти отложения дислоцированы очень слабо и совместно с палеогеновыми толщами. Нигде, за исключением Зангезурского района, не проявлялась вулканическая деятельность. Не было ни герцинской складчатости, ни орогенеза. Только по северной периферии массива развиты позднепалеозойские гранитные интрузии.

Следовательно, в герцинский этап Большой Кавказ характеризовался геосинклинальным развитием, а Закавказье и Малый Кавказ представляли собой сравнительно устойчивые блоки земной коры, где типичные геосинклинали отсутствовали и тектонический режим был сравнительно спокойным.

**Альпийский комплекс.** Существенная перестройка структурного плана на Кавказе имела место в конце триаса и начале юры, когда тектонические движения резко усилились. Геосинклинальный прогиб южного склона Большого Кавказа, частично унаследованный от герцинского этапа, расширился за счет раздробления и вовлечения в опускание южной части герцинской складчатой области на севере и северной периферии Закавказского срединного массива. В пределах Малого Кавказа массив также оказался раздробленным, и в раннем лейасе возникает геосинклинальный прогиб (Сомхето-Карабахская и Севанская зоны). К югу от последней погружений не происходило, и район оставался приподнятым.

Отложения альпийского комплекса подразделяются на два крупных подкомплекса: нижний, отвечающий собственно геосинклинальному этапу развития (юра — эоцен или олигоцен), и верхний, орогенный.

В отложениях, отвечающих орогенному этапу развития, можно выделить толщи пород раннеорогенной стадии (олигоцен — средний миоцен) и позднеорогенной (верхний миоцен — антропоген). Все эти комплексы, подкомплексы и более мелкие подразделения отличаются друг от друга характером отложений, магматизмом и связью с различными структурными элементами.

**Геосинклинальный подкомплекс.** На Большом Кавказе в раннюю стадию собственно геосинклинального этапа, в течение лейаса прогибанием были охвачены обширные участки во всех сегментах. Нижняя юра повсеместно представлена глинистыми породами, метаморфизованными до глинистых и аспидных сланцев мощностью в 5—8 км, смятых в линейные складки. Вулканическая деятельность локально проявлялась и сопровождалась излиянием основных и кислых эффузивов.

Среднеюрские отложения отличаются большим разнообразием. На Западном Кавказе известны ааленские андезитово-дацитовые вулканиты, приуроченные к осевой зоне сегмента. Мощные толщи байосских базальтовых и андезитово-базальтовых порфиритов развиты вдоль южной окраины геосинклинали Большого Кавказа, а также и в смежных районах Грузинской глыбы. На Восточном Кавказе средняя юра слагает крылья антиклинорий и представлена однообразной и мощной (3—3,5 км) песчано-аргиллитовой толщей пород. В низах средней юры в Дагестане развиты угленосные отложения. Общая мощность нижне-среднеюрских образований, по данным Д. И. Панова и В. И. Шевченко, может превышать 10—12 км. В Лабино-Малкинской зоне разрез полого-залегающих песчано-глинистых отложений лейаса и средней юры не превышает 1—1,5 км.

В начале позднеюрской эпохи произошла слабая складчатость, местами внедрялись гранитные интрузии, а структурный план сильно усложнился и геосинклиналь Большого Кавказа вступила в зрелую стадию своего развития.

На Малом Кавказе в ранне-среднеюрское время существовал обширный геосинклинальный прогиб, занимавший территорию современных Сомхето-Карабахской и Севанской зон. Лейас представлен в этом прогибе маломощной песчано-аргиллитовой толщей, несогласно перекрытой вулканогенными отложениями байосского и батского ярусов мощностью до 3 км, сложенными преимущественно андезитами с прослоями морских осадочных пород. Так же, как и на Большом Кавказе, здесь известны верхнеюрские граниты. Однако в отдельных остаточных прогибах присутствует вулканогенно-осадочная толща верхней юры (до 1 км) с преимущественным развитием пирокластов. Даже в начале раннего мела, несмотря на общее поднятие, в ограниченных впадинах, главным образом на юго-востоке Малого Кавказа, продолжали накапливаться песчано-глинистые, карбонатные и андезитовые толщи пород (2—3 км).

Таким образом, предпозднеюрская складчатость на Малом Кавказе проявилась гораздо слабее, а раннегеосинклинальная стадия развития затянулась вплоть до раннего мела, причем исключительным развитием пользовались вулканические породы.

Структурный план Большого Кавказа начиная с поздней юры отличается гораздо большей сложностью, возникновением в геосинклинальных прогибах внутренних поднятий и изменением характера осадконакопления. Вдоль южного склона Большого Кавказа существовал протяженный и глубокий геосинклинальный прогиб, заполнявшийся верхнеюрским и меловым, а местами и палеогеновым карбонатным, редко терригенно-карбонатным флишем мощностью в несколько километров. На севере флишевый прогиб был ограничен поднятиями, существовавшими на месте современных Главного и Бокового хребтов, а на юге — системой узких поднятий (кордильер) вдоль северной рамы Закавказского срединного массива. Флишевые отложения повсеместно смяты в изоклинальные складки и чешуйчато надвинуты к югу с образованием небольших покровов. Севернее зоны поднятий, ограничивающих флишевую геосинклиналь Большого Кавказа, разрез верхней юры, мела и палеогена представлен карбонатно-терригенными отложениями. Низы верхней юры представлены терригенными отложениями, которые выше сменяются доломитами и известняками с прослоями гипсов и соли в пределах западной части Лабино-Малкинской зоны. В Северо-Западном сегменте Большого Кавказа верхняя юра слагается терригенными и терригенно-карбонатными, местами флишевыми отложениями.

ми. Преимущественно карбонатный разрез верхней юры развит и на северном крыле Восточного сегмента. Максимальной мощности в 2 км верхнеюрские отложения достигают в Центральном сегменте.

Нижний мел очень полно представлен на северном склоне Большого Кавказа. Его низы (до нижнего баррема), как правило, сложены различными известняками: обломочными, органогенными, оолитовыми, ракушняками и т. д. с прослоями мергелей и песчаников. Остальная часть разреза слагается терригенными породами, в основном глинами, а также песками и песчаниками. Мощность нижнемеловых отложений в Центральном сегменте составляет 0,6—1,2 км. В северном Дагестане в низах мела большую роль играют известняки, а в Юго-Восточном сегменте, как и в Северо-Западном, нижний мел представлен терригенным флишем.

Верхнемеловые отложения образуют трансгрессивный комплекс карбонатных пород — известняков и мергелей — мощностью 0,5—1,5 км. Только в сеноманском и датском ярусах местами встречаются терригенные отложения. В течение раннего мела море трансгрессировало на Скифскую плиту, а в позднемеловое время вся она, как и южные районы Восточно-Европейской платформы, была затоплена огромным морским бассейном.

Палеогеновые (палеоцен и эоцен) отложения северного склона Большого Кавказа представлены глинисто-мергельными отложениями мощностью в первые сотни метров. Эти бедные макрофауной породы выделяют под названием фораминиферовой свиты, или слоев, из-за обилия в них микрофауны, на основе которой и производится расчленение отложений. Фораминиферовая свита сложена пестроокрашенными мергелями, глинами, опоками с прослоями песков мощностью в несколько сот метров.

На Малом Кавказе зрелая стадия развития альпийских геосинклинальных прогибов началась примерно в позднем мелу, после довольно сильных поднятий, охвативших территорию в поздней юре и раннем мелу. При этом произошла перестройка структурного плана региона. Максимальное прогибание сосредоточилось в Севанской зоне, которая с юга ограничивалась разломами и полосой поднятий. Энергичные опускания происходили в Аджаро-Триалетской зоне и ее юго-восточном продолжении — Талышской зоне. Одновременно погружения охватили и самую южную часть Малого Кавказа — палеозойский срединный массив, до этого времени остававшийся приподнятым.

В основании разреза Аджаро-Триалетской складчатой зоны залегает вулканогенно-осадочная толща верхнего мела — сеноманского яруса, представленная песчано-глинистыми, туфогенными породами с прослоями основных и средних эффузивов и известняков (до 0,6 км видимой мощности). Выше располагается известняково-мергельная толща верхнего мела (до 1 км). Меловые отложения основания этой зоны очень похожи на такие же по возрасту отложения других районов Грузинской глыбы. Выше с несогласием залегает мощнейшая толща палеогена (около 8 км), подразделяемая на четыре комплекса. Первый комплекс (палеоцен — нижний эоцен) — это карбонатные и песчано-глинистые флишеидные отложения «боржомского флиша» (1,5 км). Второй комплекс (средний эоцен) — вулканогенные отложения, развитые наиболее широко и представленные чередующимися пачками туфов, туфобрекчий, туфоагломератов, покровов андезитов и андезитово-базальтов (4 км). Третий комплекс (верхний эоцен) сложен туфогенно-осадочными породами (0,5 км), а четвертый (верхний эоцен — олигоцен) образован флишеидной песчано-глинисто-мергельной толщей

пород (2 км). Все эти отложения смяты в открытые линейные складки, характеризующиеся в целом некоторой веерообразностью и образующие весьма простую структуру.

Г. П. Леоновым было убедительно показано, что Аджаро-Триалетская складчатая зона не имеет продолжения в Восточные Понтиды, в пределы Турции, как это обычно предполагалось. Аджаро-Триалетский прогиб характеризуется очень кратковременным периодом геосинклинального погружения, простой складчатостью, андезитовым, преимущественно эксплозивным, вулканизмом и отсутствием метаморфизма пород. Примерно такая же картина наблюдается в Талышской складчатой зоне, сложенной мощной толщей вулканогенно-осадочных пород палеоцена и эоцена (до 5—6 км). Чрезвычайно широко развиты туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, покровы андезито-базальтов и андезитов, реже базальтов. Все отложения интенсивно смяты вплоть до появления изоклинальных складок, опрокинутых к северо-востоку, в сторону Нижнекуринского прогиба. Перед фронтом Талышского горного сооружения в олигоцене-миоцене формируется прогиб, выполненный песчано-глинистой толщей. Погружаясь в сторону Каспия и Нижнеараксинского прогиба, Талышский антиклинорий возник, по-видимому, на месте периклинального погружения Сомхето-Карабахской и Севанской зон, продолжаясь на востоке в складчатых цепях Эльбурса.

В Севанской зоне присутствует протяженный пояс очень своеобразных меловых отложений, часто именуемых «офиолитовым комплексом, или ассоциацией». Этот пояс, шириной в первые километры, прослеживается от северо-восточного побережья оз. Севан через долину р. Тертер до р. Акера. В пределах узкого пояса обнажаются основные эффузивы, их туфы, кремнистые породы, радиоляриты, диабазы, рифогенные известняки, метаморфические породы, разнообразные ультрабазиты, почти всегда серпентинизированные. Все эти образования присутствуют в виде глыб и блоков, пространство между которыми частично заполнено брекчией из серпентинитов, развившихся по перидотитам, пироксенитам и дунитам. Все это «месиво» или, как его часто называют, «меланж» прорывается интрузиями габброидов. Таким образом, создается впечатление, что все эти отложения представляют собой гигантскую тектоническую брекчию. Мнения геологов по поводу генезиса отложений данной полосы и «цветного меланжа» вообще резко расходятся. Одни видят в них следы громадных перемещений, надвигов и покровов, а радиоляриты, основные эффузивы и ультрабазиты интерпретируют как реликты земной коры океанического типа. Другие предполагают, что эти породы накапливались в сравнительно узких прогибах и впоследствии подверглись сжатию и тектоническому дроблению. Главная деформация этих толщ в Севанской зоне имела место где-то в предэоценовое время, хотя нельзя исключить проявление и более ранних движений. В геологическом отношении образования офиолитовой ассоциации представляют огромный интерес, но построены они чрезвычайно сложно и должны тщательно изучаться.

По направлению на северо-запад, к Севану, появляются палеогеновые отложения, представленные флишеидными терригенно-карбонатными породами и андезитовыми толщами мощностью до 0,7 км (палеоцен — средний эоцен). Выше залегает толща вулканогенных отложений среднего эоцена, представленная в низах пирокластическими, а в верхах эффузивными породами андезитового и дацитового состава (до 2 км). На нее с несогласием ложится толща верхнего эоцена, сложенная основными и средними эффузивами и их пирокластами (1 км) и прорванная гранитоидными и щелочными интрузиями. Таким образом,



общая мощность палеогеновых отложений в Севанском прогибе достигает 4 км.

Южный борт Севанской зоны скрыт под покровом плиоценовых и четвертичных эффузивов. В тех местах, где молодые вулканы отсутствуют, можно наблюдать, как южный борт Севанской зоны ограничивается крупным разломом взбросового характера, особенно на юго-западе Кафанского антиклинория. Глубинный разлом играет важную роль в структуре Малого Кавказа, так как южнее его заложение небольших геосинклинальных прогибов произошло лишь в позднем мелу — палеогене. Эти прогибы существовали весьма короткое время, хотя испытали значительное прогибание, а затем подверглись складчатости. Веди-Ордубадская зона, представляющая собой синклиний, образовалась на месте узкого трога, возникшего в меловое время на жестком массиве, в котором формировались породы офиолитовой ассоциации, аналогичные таковым Севанской зоны. Затем они были подвергнуты сжатию и сильной деформации с образованием небольших покровов. Меловые отложения залегают непосредственно на палеозойских породах. Выше меловых располагаются палеоценовые и эоценовые песчано-глинистые, флишевые и флишеидные, часто туфогенные отложения мощностью до 1,5 км. Особенно интенсивное прогибание, начиная с палеоцена, происходило на юго-востоке зоны, в Ордубадском прогибе. Нижне- и среднепалеогеновые отложения представлены здесь мощной (3,5—4 км) вулканогенно-осадочной толщей пород, среди которой особенно выделяется почти километровый разрез андезитов, андезитобазальтов и их пирокластов (средний эоцен). Широко развиты здесь, как и в более западных районах, терригенные флишеидные отложения. Уже в конце эоцена в этой зоне начались поднятия и в начале олигоцена произошло обособление небольших прогибов. В олигоцене все отложения были смяты в систему линейных складок и одновременно произошло внедрение крупнейшего на Малом Кавказе Мегри-Ордубадского гранитного интрузивного массива.

**Орогенный подкомплекс.** Начиная с олигоцена Кавказ вступил в орогенный этап своего развития, в течение которого происходило формирование складчато-глыбового горного сооружения и связанных с ним краевых и межгорных прогибов, заполнявшихся обломочным материалом, поступавшим с растущих горных хребтов. В течение орогенного этапа имел место энергичный магматизм, главным образом наземный вулканизм, который максимально проявился в полосе поперечного Транскавказского поднятия. Отложения, отвечающие орогенному этапу развития Кавказа, в целом можно разделить на две части. В раннеорогенную стадию (олигоцен — средний миоцен) осадки, в силу относительно слабых поднятий, характеризовались сравнительной тонкостью, а в позднеорогенную (поздний миоцен — антропоген), когда темп воздыманий резко возрос, — грубостью материала. Однако следует подчеркнуть, что в олигоцене — раннем миоцене (майкопское время) структурный план еще был унаследован от позднегеосинклинального, да и майкопская серия в Предкавказском краевом прогибе формировалась, в основном, за счет материала, поступавшего с севера. Только со среднего миоцена образовался существенно новый структурный план. На Большом Кавказе по северной периферии уже наметившегося, но еще слабого поднятия в олигоцене произошло заложение Предкавказского краевого прогиба, состоящего из отдельных частных прогибов, разделенных седловинами или флексурами. Краевой прогиб сложен мощной, полифациальной толщей пород олигоцен-четвертичного возраста, однако в разных ее участках возраст отложений несколько

различен. В пределах всего краевого прогиба широко распространены отложения майкопской серии (поздний олигоцен — низы среднего миоцена), представленные разнообразными темными, часто битуминозными глинами, с различной примесью песчанистого материала, с горизонтами конкреций сидерита и анкерита. В западной части краевого прогиба, вблизи горного сооружения Большого Кавказа в Майкопском районе значительная часть серии слагается песчанистым и даже конгломератовым материалом, свидетельствующим о наличии в это время в пределах Большого Кавказа расчлененного горного рельефа. Мощность отложений майкопской серии колеблется от сотен метров до 2 км.

Выше по разрезу в краевом прогибе залегает мощная толща песчано-глинистых отложений среднего и верхнего миоцена, подразделяющаяся на местные горизонты, общие для Черноморско-Каспийской области. Среди миоценовых толщ шире всего распространены морские глинистые, мергелистые и песчанистые породы с прослоями галечников, мощными пачками разнозернистых песчаников, являющихся хорошими коллекторами нефти, а также органогенных известняков. Мощность миоценовых отложений очень непостоянна и достигает первых километров. Осадки плиоцена во многих случаях оказываются тесно связанными с верхами миоценовых отложений.

Плиоценовые отложения западных и восточных прогибов, за исключением отложений понтического яруса, практически не могут быть сопоставлены между собой. Плиоценовые отложения представлены морскими, прибрежными и континентальными толщами разнообразных песчано-глинистых осадков, причем в южных частях прогибов континентальные фации появляются и в верхах плиоцена. В то же время намечается как бы «накатывание» краевых прогибов на Скифскую плиту и вследствие этого смещение фаций в северном направлении. В Западно-Кубанском прогибе максимальная мощность плиоценовых отложений достигает 1,5 км, и наблюдается смена вверх по разрезу от мелководных морских нижнеплиоценовых осадков к континентальным отложениям, представленным так называемыми «надпонтическими» аллювиальными песками, галечниками, глинами и верхнеплиоценовыми континентальными «скифскими слоями» красно-бурых глин с прослоями песков.

В Восточно-Кубанском прогибе, закончившем свое развитие в позднем миоцене, плиоценовых отложений нет. В Минераловодском районе разрез миоценовых и плиоценовых отложений резко сокращен, и последние развиты только в краевых его участках, трансгрессивно перекрывая более древние отложения. В пределах Минераловодского выступа, разделяющего Восточно-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы, в позднем миоцене — раннем плиоцене происходило внедрение магматических диапиров граносиенит-порфирового состава (горы Бештау, Машук, Змейка и другие), приуроченных к серии разломов.

На востоке Терско-Каспийского прогиба распространены морские мелководные миоценовые песчано-глинистые отложения (0,4—0,5 км), сменяющиеся к западу и юго-западу более грубыми конгломератовыми и галечниковыми толщами. На юго-западе Терской впадины краевого прогиба, в Кабарде и Северной Осетии, развита мощная (до 1 км) вулканогенно-обломочная верхнеплиоценовая толща (свита рухсдзуар), сложенная туфами, туфобрекчиями и другими породами андезитового и андезито-дацитового состава. Большая часть этого материала образовалась за счет извержений в Казбекской вулканической

области, главным образом при разрушении вулканов. По мнению М. Н. Смирновой, не исключено, что часть вулканического материала могла поставляться местными центрами извержений, располагавшимися в пределах внутренней зоны краевого прогиба. В более восточных районах вулканический материал исчезает.

Существенную роль в краевых прогибах играет пластичная майкопская глинистая серия, за счет которой происходит рост диапировых и диапироидных складок, разорванных взбросами и надвигами. Ниже подошвы майкопских глин эти складки либо совсем не прослеживаются, либо приобретают очень простую форму. Внутренние, наиболее погруженные зоны краевых прогибов часто осложнены складками; внешние зоны, как правило, очень пологие, с почти ненарушенным залеганием пород, часто отделяются флексурами, уступаами от внутренних зон, выраженных разломами в доальпийском фундаменте.

Выше уже отмечалось, что Предкавказский краевой прогиб распадается на ряд частных прогибов, закончивших свое развитие в разное время и обладающих разным строением. Так, Западно-Кубанский прогиб обладает глубоко погруженной южной частью, характеризующейся довольно интенсивной складчатостью, и пологим северным крылом, лежащим на эпигерцинской Скифской плите. В осевой части прогиба находится погребенная антиклинальная структура, с которой связаны нефтяные и газовые месторождения Краснодарского края. Возможно, что другие расположенные южнее погребенные цепочки узких антиклиналей в Западно-Кубанском прогибе трассируют западное продолжение Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Интенсивное погружение в этом прогибе продолжалось вплоть до позднего плиоцена.

Расположенный восточнее более приподнятый Восточно-Кубанский прогиб закончил свое развитие в позднем миоцене, т. е. значительно раньше, чем Западно-Кубанский. Сравнительно неширокий Восточно-Кубанский прогиб примыкает на юге к Лабино-Малкинской зоне, которая не испытывала в альпийское время геосинклинального развития, в силу чего и сам прогиб не обладает ярко выраженными чертами краевого прогиба. Например, в нем отсутствуют грубые молассы.

Восточнее Минераловодского выступа, прерывающего зону краевых прогибов, находится огромный Терско-Каспийский прогиб, распадающийся на три полуизолированные ячеи. Самая западная из них — Терская — глубоко прогнута, резко асимметрична. Находящиеся в ее осевой части две надразломные антиклинали — Терская и Сунженская — делят ее на внутреннюю часть, располагающуюся на складчатом альпийском основании, и на внешнюю, северную, наложенную на Скифскую плиту (см. рис. 105). Сунженская антиклиналь, вероятно, является выражением на поверхности погребенного Пшекиш-Тырныаузского глубинного шва. Таким образом, картина очень похожа на Западно-Кубанский прогиб. Далее к востоку находится менее четко выраженная следующая ячея краевого прогиба — Дагестанская, которая является лишь южной частью большой Средне-Каспийской впадины. В ней также намечаются две цепочки брахиантиклинальных структур. К юго-востоку располагается третья ячея Терско-Каспийского краевого прогиба — Кусаро-Дивичинская, которая наложена на складчатые сооружения Юго-Восточного Кавказа.

В орогенный этап развития Кавказа кроме Предкавказских краевых прогибов формируется также Закавказская межгорная зона, состоящая из двух крупных прогибов: Рионского и Куринского, разделенных Дзирульским выступом Закавказского срединного массива. Оба этих прогиба выполнены мощной толщей неогеновых и четвертич-

ных моласс. В доолигоценное время, начиная с позднего палеозоя, вся эта зона испытывала лишь очень умеренные погружения, что выразилось в накоплении толщ, по своему типу близких к платформенным, а не к геосинклинальным, о чем свидетельствует и трахибазальтовый вулканизм, а также явно ослабленная складчатость в тех участках, где мощные молассовые толщи отсутствуют. Орогенный комплекс в Рионском межгорном прогибе начинается лишь с верхнего миоцена, тогда как отложения нижнего и среднего миоцена, как и палеогена, крайне маломощны. Но краевые участки Рионского прогиба довольно интенсивно опускались в олигоцене и миоцене, где за это время накопилось почти 3 км преимущественно тонких песчано-глинистых отложений.

Центральные районы прогиба наиболее энергично опускались, начиная с позднего миоцена, особенно в плиоцене и в четвертичное время, когда накапливались песчано-глинистые отложения с пачками конгломератов. Мощность этих отложений в районе Поти превышает 2,5 км. Краевые зоны Рионского межгорного прогиба стали испытывать поднятие и складчатость уже в конце миоцена. В центре прогиба орогенный комплекс смят в очень простые брахискладки.

Восточнее Дзирульского выступа протягивается большой и сложно построенный Куринский межгорный прогиб, постепенно расширяющийся к востоку и состоящий из Карталинской, Средне-Куринской и Нижне-Куринской впадин, из которых последняя достигает максимальной ширины и открывается в Каспийское море. Палеозойский фундамент Закавказского срединного массива ступенчато погружается к востоку под межгорным прогибом на значительную величину (более 10 км). В Карталинской впадине на маломощных юрских и меловых породах залегает верхнемиоценовая грубая моласса, а в бортовых ее частях преобладают олигоцен-нижнемиоценовые глинисто-песчаные отложения, дислоцированные и надвинутые к центру впадины. В Средне-Куринской впадине восточнее Тбилиси выделяется несколько зон, центральная из которых выполнена мощнейшими сначала морскими, а затем и континентальными песчано-конгломерато-глинистыми молассами олигодена, миоцена и нижнего плиоцена. Восточнее низовьев р. Алазань, начинается Нижне-Куринская впадина, основная часть которой сложена толщей (более 7 км) морских плиоцен-четвертичных песчано-глинистых отложений. Вдоль южного борта этой впадины развиты узкие прогибы, выполненные глинами майкопской серии. По северному и по южному борту впадины прослеживаются опрокинутые к ее центру зоны складок. В ее пределах уже давно была установлена крупная положительная гравинаномалия. По данным ГСЗ, кровля палеозойского фундамента (гранитно-метаморфического слоя) залегает здесь на глубине 5 км, а кровля базальтового слоя — всего на 2 км ниже. Поскольку почти вся пятикилометровая толща осадков накопилась лишь за плиоцен-четвертичное время, то в течение альпийского этапа развития этот район должен был быть приподнят. По-видимому, граница М также должна в этом районе испытывать резкое поднятие.

Таким образом, почти во всей Закавказской межгорной зоне устанавливаются погребенные блоки жесткого консолидированного массива, погруженного на различные глубины, главным образом, в течение орогенного этапа развития.

На Малом Кавказе к орогенному комплексу относятся осадочные толщи, выполняющие Араксинский межгорный прогиб (Араратскую и Нахичеванскую впадины) и мощные вулканогенные покровы. В олиго-

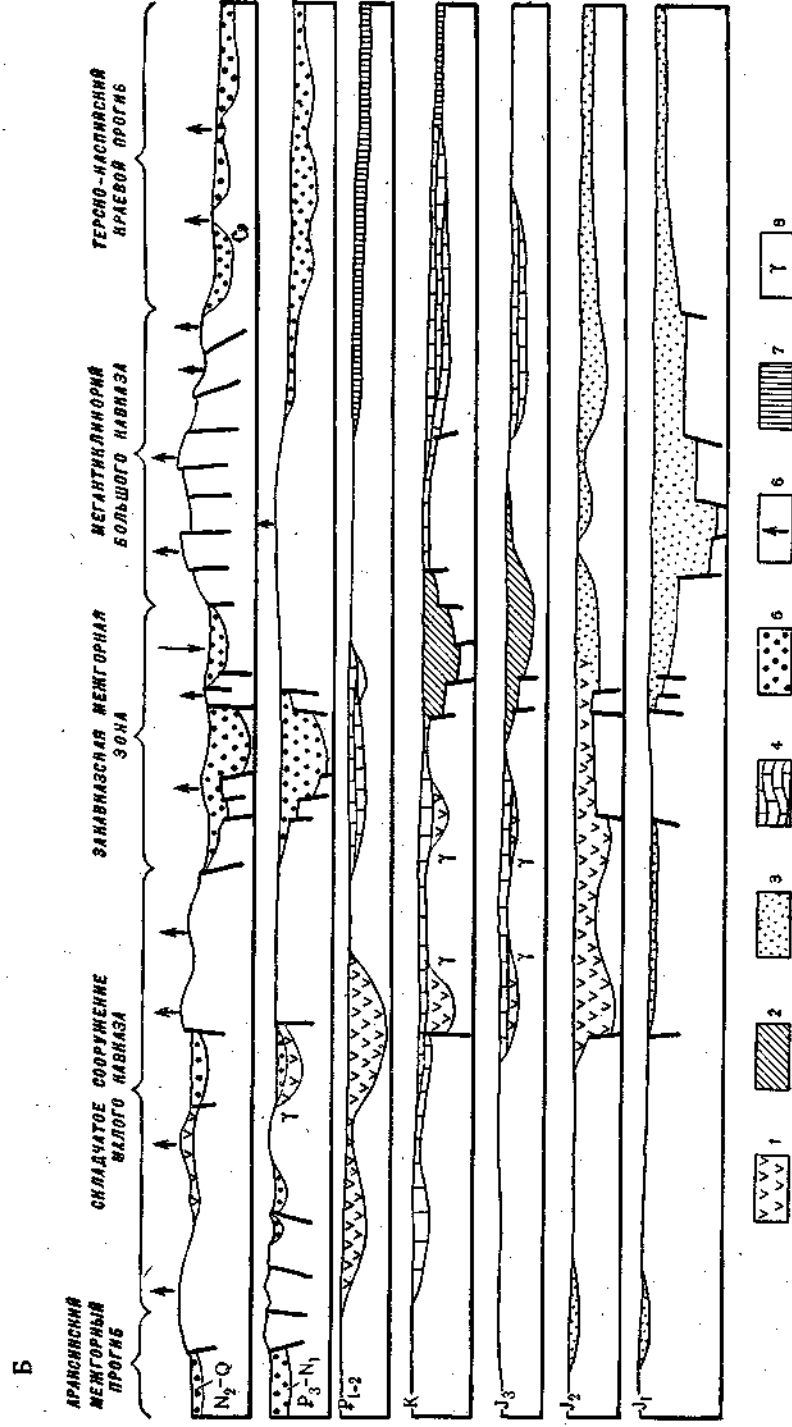
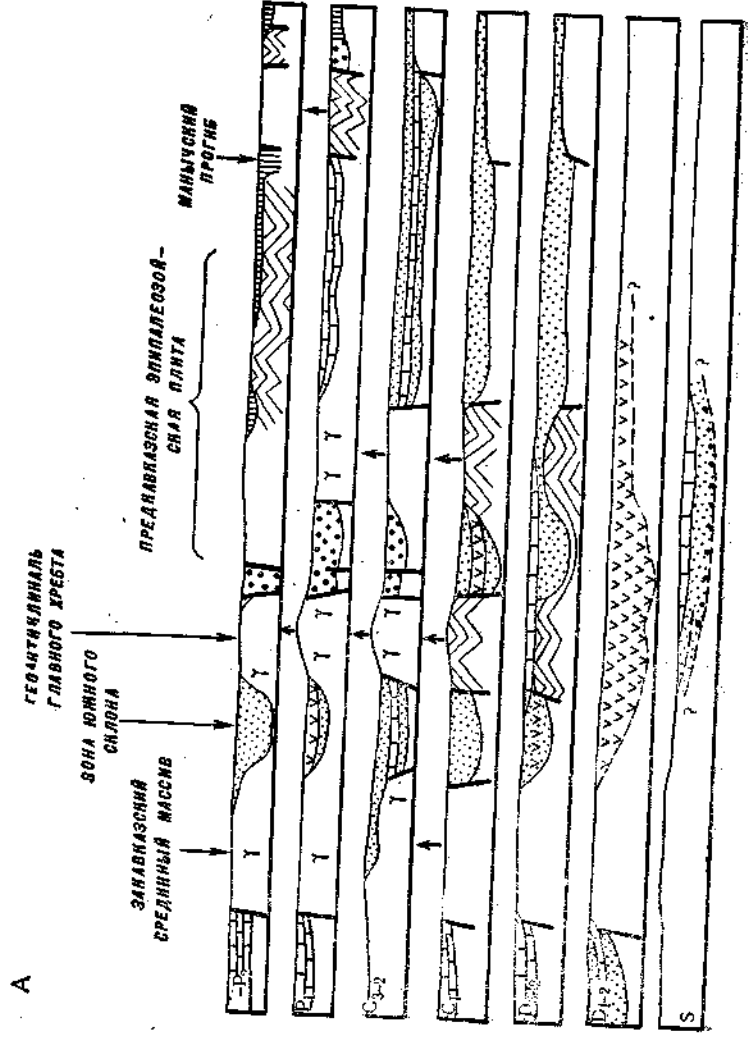


Рис. 106. Схематические палеотектонические профили Кавказа для герцинского (А) и альпийского (Б) этапов, по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину.

1 — вулканогенные формации; 2 — флиш; 3 — терригенные геосинклинальные формации; 4 — карбонатные формации; 5 — молассы; 6 — поднятия; 7 — субплатформенные формации; 8 — кислые интрузии

цене и раннем миоцене в Араксинском прогибе накапливаются мелко-водные осадки: конгломераты, гравелиты, песчаники, грубые пески и т. д. (возрастные аналоги майкопской серии). На большей части территории Малого Кавказа в это время преобладали поднятия. Продукты разрушения гор поступали в ряд обособленных впадин, например в Ахалцикскую, где отложения этого возраста превышают 1 км мощности и состоят из глин и песчаников с примесью туфогенного материала. В Араксинском прогибе среднемиоценовые отложения представлены соленосными и гипсоносными толщами пород, а верхнемиоценовые — разнообразными глинами, песками, мергелями с горизонтами туфов и пеплов общей мощностью более 1,5 км. Отложения нижнего плиоцена обычно тесно связаны с верхнемиоценовыми и литологически от них не отличаются. Среднеплиоценовые отложения на Малом Кавказе практически отсутствуют, так как в это время он испытывал поднятие и значительную эрозию. В позднем плиоцене начинается энергичный вулканизм.

В пределах складчатого сооружения Кавказа орогенный магматизм слабо проявлялся в раннеорогенную стадию и очень интенсивно — в позднеорогенную. На Большом Кавказе он имел место только в позднеорогенную стадию и характеризовался извержениями липаритов, дацитов и андезитов с широким развитием кислых игнимбритовых покровов. Наиболее крупные стратовулканы, такие, как Эльбрус и Казбек, действовали совсем недавно, несколько тысяч лет тому назад. Максимум вулканической активности приходится на поздний плиоцен, а в четвертичное время извержения проявлялись лишь в отдельных местах.

На Закавказском срединном массиве в позднем миоцене и плиоцене кое-где имели место извержения основных, отчасти щелочных эффузивов.

Особенно энергично орогенный вулканизм проявился на Малом Кавказе, где он тесно связан с более ранним геосинклинальным вулканизмом, развит во всех продольных тектонических зонах, и его продукты образуют гигантский вулканический покров. В раннеорогенную стадию (олигоцен — ранний миоцен) преимущественно андезитовый вулканизм был развит слабо и локализовался в ряде остаточных прогибов. В это же время формировались гранитоидные интрузии. В позднем миоцене вулканизм резко усилился. Начиная с этого времени в разных областях Малого Кавказа происходили мощные эксплозивные извержения и формировались толщи андезитовых туфов и туфобрекчий, а затем и покровы андезитов, субвулканические и экструзивные массивы. В позднем плиоцене господствовали излияния андезитовых лав, а в четвертичное время вулканизм сосредоточился лишь в отдельных участках, где в основном извергались лавы андезито-базальтового, реже андезитового и дацитового составов.

**Выводы.** Как можно было убедиться, Большой Кавказ довольно существенно отличается от Малого Кавказа по геологическому строению и структуре, хотя наиболее древний фундамент имеет, по-видимому, один и тот же байкальский (?) возраст (рис. 106). После герцинской складчатости часть Северного Кавказа окончила геосинклинальное развитие, и альпийский геосинклинальный прогиб оказался смещенным к югу (зона Южного склона). В среднем палеозое северная часть Малого Кавказа представляла собой краевой массив, а небольшие прогибы существовали лишь на крайнем юге. Следовательно, на Большом Кавказе альпийские геосинклинальные прогибы возникли частично на месте раздробленного и вовлеченного в погружение гер-

цинского складчатого сооружения, а частично развивались унаследованно. А на Малом Кавказе альпийские геосинклинали заложились на палеозойском срединном массиве. На Большом Кавказе ярче, чем на Малом, выражено явление инверсии прогибов, особенно в Восточном и Северо-Западном сегментах. На Малом Кавказе геосинклинали, заложившиеся в ранней юре, в поздней подверглись значительным поднятиям, и структурный план существенно изменился. На Малом Кавказе гораздо энергичнее проявлялся магматизм, в частности геосинклинальный и орогенный вулканизм, причем широко развита офиолитовая ассоциация пород, приуроченная к узким прогибам, а также гранитные и отчасти щелочные интрузии.

Важную роль в геологической истории Кавказа, как мы видели, играли глубинные разломы, функционировавшие длительное время и разделявшие основные тектонические зоны. Кроме продольных разломов общекавказского простирания, на отдельных стадиях развития проявлялись и поперечные разломы и поднятия — антикавказские. В частности, в неогене и в четвертичное время они контролировали орогенный вулканизм. Современная сводово-глыбовая структура Кавказа была создана в плиоцене и в четвертичном периоде.

На примере Кавказа великолепно выявляются основные этапы и стадии развития геосинклиналей от момента заложения до формирования горно-складчатого сооружения. В этом отношении Кавказ является своего рода эталоном, тектонотипом альпийских геосинклиналей.

#### Полезные ископаемые

На Кавказе развиты как эндогенные, так и экзогенные месторождения полезных ископаемых.

**Медь.** Медноколчеданные месторождения известны на Большом и Малом Кавказе. В Центральном сегменте Большого Кавказа они приурочены к среднепалеозойским вулканогенным толщам Лабино-Малкинской и Пшекиш-Тырныаузской зон (Бескес, Уруп, Худес). На Малом Кавказе колчеданные месторождения связаны со средними и кислыми эффузивами юры (Кафан, Кедабек, Алаверди) и верхнего мела (Маднеули).

**Месторождения полиметаллов,** связанные с герцинскими гранитоидами, известны на Большом Кавказе (Эльбрус). Там же находятся и более молодые (среднеюрские) месторождения свинца и цинка (Садон).

**Молибден и вольфрам.** Крупное скарновое месторождение этих металлов связано с кайнозойскими гранитами на Большом Кавказе (Тырныауз). Мелкие месторождения, в которых встречаются также ртуть, мышьяк и сурьма, протягиваются вдоль зоны Южного склона и имеют меловой или палеогеновый возраст.

**Железо.** Известное Дашкесанское скарновое месторождение магнетитовых руд находится на Малом Кавказе и связано с нижнемеловыми гранитоидами. Такие же, но более мелкие месторождения обнаружены в Армении. В Дашкесане имеются и промышленные месторождения кобальта.

**Медно-молибденовые** месторождения Зангезура на Малом Кавказе, связанные с позднепалеогеновыми гранитными интрузиями, имеют важное промышленное значение.

**Золото** известно на Малом Кавказе, где оно приурочено к кварцевым жилам неогенового возраста.

На Большом Кавказе встречаются сравнительно мелкие месторождения барита, антимонита, мышьяка, приуроченные к зоне Южного склона.

**Нефть и газ.** Месторождения этих полезных ископаемых на Кавказе играют очень важную роль. Все они приурочены к кайнозойским и мезозойским отложениям в краевых, межгорных и периклинальных прогибах. В Терско-Каспийском прогибе нефтяные месторождения связаны с верхнемеловыми (Карабулак, Ачалуки) и миоценовыми (Грозный, Махачкала, Избербаш и другие) отложениями и приурочены к Терской и Сунженской надразломным антиклиналям. В Западно-Кубанском прогибе, в пределах его южного борта, месторождения нефти приурочены к отложениям палеогена и майкопской серии (Майкоп, Хадыженск). В полосе между внешней и внутренней зонами прогиба в отложениях верхнего миоцена находится крупнейшее Анастасиевско-Троицкое месторождение нефти. Огромный газonosный район располагается в пределах Ставропольского свода. На Апшеронском полуострове, в Кобыстане, на островах в Каспийском море и в восточной части Куринского межгорного прогиба в отложениях среднего плиоцена находятся крупные залежи нефти, разрабатываемые в районе Баку с прошлого века.

**Уголь** на Кавказе распространен мало. Наибольшее значение имеют месторождения угля в среднеюрских отложениях в районе Ткварчели и Тквибули. Мелкие залежи угля, приуроченные к нижней юре, есть на Северном Кавказе (Кубань, Баксан, Дагестан). Бурые угли олигоценного возраста разрабатываются на Малом Кавказе (Ахалцикская впадина).

**Марганец.** Крупнейшее Чиатурское месторождение марганца осадочного происхождения, связанное с нижнеолигоценными отложениями, находится в пределах Дзирульского массива.

**Строительные материалы** Кавказа широко известны и разрабатываются во многих местах. В первую очередь следует отметить месторождения знаменитого арктического «туфа» в Армении на склонах вулкана Арагац, игнимбриты и туфы в районе Нальчика, туфы Южной Грузии, пемзы и т. д. Разнообразные мраморы, перлиты, бентонитовые глины также широко известны. С верхнемеловым флишем связаны огромные залежи мергелей — «натуралов» (сырье для цементной промышленности) в районе Новороссийска.

**Минеральные воды** чрезвычайно широко развиты на Кавказе, обладают различным составом и колоссальным общим дебитом. На базе источников функционируют известные курорты района Минеральных вод на Северном Кавказе, в Грузии, Армении и Азербайджане.

#### Геофизическая характеристика и глубинное строение Кавказа

Аномальное магнитное поле Кавказского региона изучено неравномерно и хуже всего — в высокогорных районах. Мегантиклинорий Большого Кавказа характеризуется слабыми отрицательными аномалиями, простирающимися вдоль основных структурных зон, но самые глубокие участки Предкавказского краевого прогиба обладают интенсивными положительными аномалиями, которые могут быть обусловлены вулканическими породами в фундаменте прогиба либо в отложениях, слагающих прогиб.

Узкая полоса положительных аномалий отвечает глубинному Пшекиш-Тырныаузскому разлому, ограничивающему альпийскую гео-

синклиналь с севера. Магнитное поле Закавказской межгорной зоны в целом положительно, а максимумы фиксируют распространение основных эффузивных пород. Зона Кахетино-Лечхумского шва выражена узкой, но отчетливой полосой магнитных минимумов.

В пределах складчатого сооружения Малого Кавказа магнитное поле обладает зональным знакопеременным характером, отражающим различия в геологическом строении главных зон и разделяющих их разломов. В некоторых случаях в магнитном поле находят свое выражение и поперечные разрывы, что придает магнитным аномалиям в целом мозаичный рисунок. Большое влияние на их знак и интенсивность оказывают мощные покровы вулканических пород.

**Аномальное гравитационное поле** на Кавказе весьма сложно и отражает неоднородное геологическое строение и глубинную структуру региона. Аномалии Буге слабоотрицательны, тогда как в изостатической редукции преобладают положительные аномалии и Кавказ испытывает как бы «антиизостатическое» поднятие. В аномальном поле Кавказа гравитационными ступенями хорошо выражается сложная система продольных и поперечных разломов. Большой Кавказ характеризуется рядом широтно вытянутых отрицательных гравитационных ступеней в редукции Буге примерно такой же интенсивности, как и на эпипалеозойской Скифской плите. Наиболее крупный минимум приурочен к осевой зоне Большого Кавказа. Гравитационные ступени, отвечающие глубинным разломам, выражены слабо. Предкавказским крайевым прогибам отвечают пониженные аномалии, прерываемые слабоположительным гравитационным полем в районе Минераловодского выступа.

Гравитационное поле Малого Кавказа резко дифференцировано. Аджаро-Триалетская и Сомхето-Карабахская зоны характеризуются относительными максимумами, в то время как более южные зоны выражены относительными минимумами, которые достигают наибольших значений во впадинах, выполненных мощной толщей кайнозойских отложений. На Малом Кавказе глубинные разломы хорошо выражены в гравитационном поле в виде резких и узких ступеней.

**Закавказская межгорная зона** характеризуется сложными магнитным и гравитационным полями. В Рионском межгорном прогибе магнитное поле отражает неоднородность строения ее фундамента. Ее южная часть обладает мозаичными знакопеременными аномалиями, а северная — слабыми отрицательными аномалиями, ориентированными в общекавказском направлении. На большей части Куринского прогиба магнитное поле либо нормально, либо слабоотрицательно и только на юге, где прогиб наложен на складчатые сооружения Малого Кавказа, положительно. В то же время в северной половине прогиба четко выделяются поперечные к нему зоны положительных и отрицательных аномалий, фиксирующих разломы в фундаменте прогиба (Закавказского срединного массива). Гравитационные ступени Куринского прогиба в целом относительно понижены и ориентированы в субширотном направлении. На этом фоне резко выделяется поперечный по отношению к прогибу Кюрдамирский гравитационный максимум. На востоке прогиб ограничен крупной градиентной ступенью.

Как магнитные, так и гравитационные аномальные поля, хотя и обладают определенной связью с геологическим строением региона, но в каждой конкретной зоне или структуре эта связь может быть выражена по-разному, что создает очень большие трудности при интерпретации геофизических данных. Материалы ГСЗ почти всегда дают меньшие отметки поверхностей раздела, особенно Мохо, по

сравнению с вычисленными по гравитационным данным. Совокупностью всех геофизических материалов хорошо улавливаются системы продольных и поперечных разломов, играющих большую роль в структуре Кавказа.

**Глубинное строение.** Данные профилей ГСЗ показывают, что в целом под Большим Кавказом намечается «корень гор» — прогиб поверхности М, но не под осевым поднятием мегантиклинория, а на его северном склоне под Лабино-Малкинской зоной (рис. 107). Общая мощность коры достигает здесь 55—56 км, а южнее, на южном склоне Большого Кавказа, сокращается до 41—42 км. Под Северо-Западным сегментом Большого Кавказа мощность коры 45 км, а под Восточным — 56—58 км. В первом сегменте мощность гранитного слоя 30 км, а базальтового — 12—15 км, в то время как во втором соотношения обратные: гранитный слой уменьшается до 18—20 км, а базальтовый увеличивается до 40 км. В Центральном сегменте Большого Кавказа глубины до базальтового слоя уменьшаются с севера на юг.

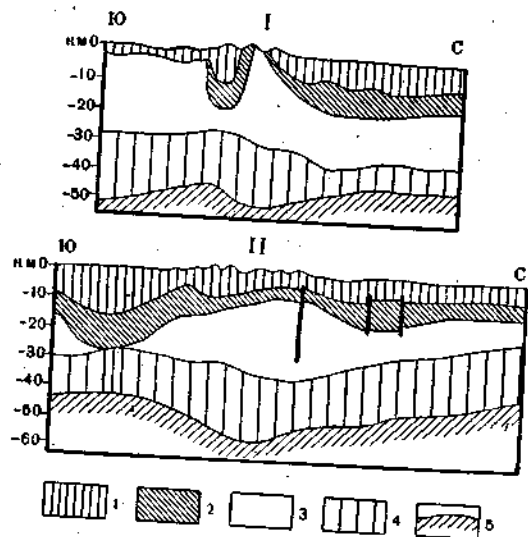


Рис. 107. Сейсмические профили через Большой Кавказ (по Г. В. Краснопецевой и др.): I — Степное—Бакуриани; II — Грозный—Шамхор; 1 — альпийский складчатый комплекс; 2 — герцинский складчатый комплекс; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — поверхность М

В Закавказской межгорной зоне мощность земной коры сокращается до 40 км, причем в районе Дзирульского выступа гранитный слой уменьшается примерно до 14 км. Под Рионским прогибом кора сохраняет примерно такую же мощность, но базальтовый слой (23 км) мощнее гранитного (18 км). В Куринском прогибе, в районе Кюрдмирского гравитационного максимума, по данным сейсмического зондирования, кровля базальтового слоя располагается на глубине всего лишь в 7 км. Западнее земная кора имеет мощность в 50 км.

В пределах Малого Кавказа рельеф поверхности М расчленен сравнительно слабо и мощность коры в среднем составляет 45 км, колеблясь от 40 до 52 км. В различных зонах увеличивается то гранитный слой, то базальтовый. Глубинные разломы хорошо трассируются, по данным ГСЗ, и проникают в мантию до глубин 60—70 км.

### СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ГОРНОГО КРЫМА

Горный Крым занимает южную часть Крымского полуострова и представляет собой северную половину крупного сводового поднятия, южная часть которого опущена по разломам под уровень Черного моря. Поднятие, начинаясь у Севастополя на западе, периклинально погружается на востоке у Феодосии, где его сменяют складчатые

структуры Керченского полуострова. В рельефе Крыма с юга на север отчетливо выделяются три горные гряды, имеющие форму куэст, понижающихся к северу и слагаемых породами, начиная от верхнеюрских и кончая неогеновыми. На Керченском полуострове развит слабо расчлененный, холмистый рельеф. Наиболее важные работы по геологии Горного Крыма принадлежат Н. И. Андрусову, К. К. Фохту, А. С. Моисееву, М. В. Муратову, В. Ф. Пчелинцеву, Е. А. Успенской, Д. С. Кизевальтеру, В. М. Цейслеру и еще многим геологам.

В Горном Крыму вполне отчетливо выделяются три комплекса отложений, различающихся между собой литологически и структурно. Однако соотношения между этими комплексами несколько меняются с запада на восток. Нижний комплекс, образующий складчатый фундамент, слагается терригенными флишоидными, редко вулканогенными отложениями среднего триаса—средней юры. Средний комплекс представлен мощными карбонатными и терригенными отложениями верхней юры, несогласно залегающими на образованиях нижнего комплекса и слабо дислоцированными. Верхний комплекс слагается карбонатными и терригенными отложениями мела, палеогена и неогена, залегающими моноκлиналино и образующими северное крыло поднятия Горного Крыма.

Нижний комплекс представлен отложениями терригенного флиша, в широком смысле этого слова, таврической серии, возраст которой определяется в интервале от среднего (?) триаса до верхов нижней юры включительно. Таврическая серия сложена многократно повторяющимися ритмами, состоящими, с одной стороны, из песчаников и алевролитов и, с другой — из аргиллитов. Мощность ритмов не превышает первые десятки сантиметров, а их строение, особенно первого элемента, свидетельствует о формировании их из мутьевых потоков. В отдельных пачках правильная ритмичность нарушается и серия приобретает флишоидный облик. В северной части Горного Крыма, примерно вдоль второй гряды, флишевые отложения фациально замещаются нефлишевыми толщами краевой части геосинκлиального трога. В этой же зоне проходит система разрывов, возможно надвигов, по которым фациальные зоны оказываются сближенными. В отложениях таврической серии около Симферополя, в долинах Бодрака и Марты известны глыбы известняков каменноугольного и пермского возраста. Как полагает М. В. Муратов, эти глыбы сползли с северного борта флишевого прогиба, сложенного палеозойскими породами, и захоронились сравнительно недалеко от берега. Возможно также, что они связаны с разломами. Структура отложений таврической серии еще не выяснена окончательно. По-видимому, они смяты в довольно простые крупные складки и осложнены мелкими конседиментационными оползневыми складками, затрудняющими расшифровку структуры. Мощность серии оценивается в первые километры.

На таврической серии с угловым несогласием залегают терригенные среднеюрские отложения мощностью около 2 км, литологически близкие к флишевым толщам. Представлены они также ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Важной особенностью разреза средней юры, в частности, байосского яруса, является присутствие в нем вулканогенных толщ, представленных основными породами: базальтами, спилитами, андезито-базальтами, их туфобрекчиями и туфами, накопившимися в подводных условиях. Вулканические толщи развиты в районе Симферополя, в долинах Альмы и Бодрака, на южном берегу Крыма в районах Карадага, мыса

Ифигении и Фороса. На Карадаге, являющемся сложным вулканом, кроме разнообразных основных развиты средние и кислые эффузивы, андезиты и липариты, слагающие неки, дайки, жилы и экстрезивные массивы. Вулканическая деятельность в среднеюрскую эпоху сопровождалась внедрением интрузивных диапиров, штоков и даек, по составу отвечающих диоритам, диорит-порфиритам и редко гранодиоритам. К наиболее крупным среднеюрским интрузиям, хорошо выделяющимся в рельефе в виде горных массивов, относятся широко известные Аюдаг, Кастель, Плака и другие. Кроме вулканогенных толщ, в составе среднеюрских отложений известны и угленосные пачки, содержащие несколько прослоев бурого угля низкого качества. Отложения нижнего келловоя обычно неотделимы от глинистых пород батского яруса и образуют с ними единую толщу.

**Средний комплекс**, начинающийся отложениями среднего или верхнего келловоя, резко трансгрессивно и несогласно залегает на породах таврической серии, средней юры и нижнего келловоя. Только на востоке Горного Крыма в районе Судака они без перерыва сменяют среднеюрские отложения. Верхняя юра представлена очень полно, всеми своими ярусами, а ее максимальная мощность достигает 4—5 км. Внутри этого большого разреза намечается ряд несогласий. Наиболее широко развиты отложения кимериджского и титонского ярусов, меньше оксфордского, а келловейский ярус распространён лишь на западе и на востоке. Верхнеюрские отложения испытывают значительные фациальные изменения как по простиранию, так и с юга на север.

В западных районах они слагаются разнообразными известняками, образующими плато первой гряды Крымских гор: Ай-Петринское, Никитское, Бабуган, Демерджи и Караби. В ряде мест наблюдаются крупные рифовые массивы, например в районе Ай-Петри, где мощность рифовых известняков превышает 0,6—0,7 км. Облекаются рифы слоистыми известняками и конгломератами, на востоке — очень брекчиевидными известняками и конгломератами, а в верхней части разреза — мощными флишевыми отложениями. В направлении с юга на север верхнеюрские отложения испытывают не только фациальные изменения, но и уменьшение мощности вплоть до полного выклинивания. В пределах северного борта позднеюрского прогиба накапливались карбонатные толщии пород, замещающиеся в южном направлении грубыми конгломератами большой мощности. Все это свидетельствует о трансгрессии позднеюрского моря с юга и о сносе обломочного материала из района, ныне погруженного под воды Черного моря.

Отложения верхнего комплекса на западе начинаются со среднего валанжина, а на востоке — с верхнего готерива. Нижнемеловые отложения распространены сплошной полосой вдоль северного крыла поднятий Горного Крыма, где они слагают вторую горную гряду, начиная от Балаклавы на западе, кончая Феодосией на востоке, и представлены изменчивым комплексом преимущественно терригенных пород, залегающим с резким угловым несогласием на таврической серии и среднеюрских отложениях. Между верхнеюрскими и нижнемеловыми толщами наблюдается отчетливо выраженный разрыв. Только в отдельных местах первой гряды и ее северных склонов нижний мел залегает в глубоких эрозионных котловинах, выработанных в верхнеюрских отложениях и нередко ограниченных сбросами (Салгирский грабен). В районе Феодосии нижний мел без перерыва залегает на

отложениях титонского яруса верхней юры, а на западе, около Севастополя, выполняет большую эрозионную ложбину — Байдарскую долину. В отложениях нижнего мела выделяются все ярусы. Низы нижнего мела представлены конгломератами, разнообразными песчаниками, глинами, известняками, находящимися в сложных фациальных взаимоотношениях между собой. Маломощный баррем слагается глинистыми породами, а местами очень характерными красными оолитовыми известняками. Аптские отложения почти на всей территории представлены глинами, часто весьма пестрой окраски, причем в ряде районов они резко трансгрессивно перекрывают все более древние образования, вплоть до юрских, например в долине Салгира. Перед накоплением аптских глин произошел глубокий разрыв и в аптском веке море ингрессировало в пределы сильно расчлененного рельефа.

Отложения альбского яруса четко подразделяются на две части. Нижний альб, представленный глинами и песчаниками, очень тесно связан с аптом и развит лишь локально. В середине альбского века имел место крупный перерыв в осадконакоплении, во время которого местами выработался весьма расчлененный рельеф с амплитудой в несколько сот метров. Отложения верхнего альба и частично среднего залегают резко ингрессивно и трансгрессивно и представлены разнообразными породами: глинами, песчаниками с прослоями конгломератов и глин, песчанстыми известняками, флишеподобными песчаноглинистыми толщами. Характерной особенностью альбских отложений является присутствие в них туфогенного и туфового материала, указывающего на эксплозивную вулканическую активность в это время. Уже говорилось о том, что буровыми скважинами в последние годы мощные (до 1 км) вулканогенные толщии альбского возраста были вскрыты в Равнинном Крыму, в частности на Тарханкутском и Новоселовском поднятиях. Ингрессия второй половины альбского века была, по существу, начальной фазой грандиозной позднемеловой трансгрессии, охватившей всю южную часть Восточно-Европейской платформы.

Верхнемеловые отложения слагают вторую гряду Крымских гор и погружаются в северном направлении под палеогеновые отложения, распространяясь в пределы эпипалеозойской Скифской плиты. Среди отложений верхнего мела выделяются все ярусы, характеризующиеся богатым комплексом фауны, и представлены карбонатными породами: известняками, мергелями, иногда с примесью глауконита. В основании сеноманского яруса залегают мелкогалечные конгломераты, глауконитовые песчаники и песчанстые мергели, которые трансгрессивно перекрывают в ряде мест более древние отложения вплоть до пород таврической серии. В туронском веке наступает максимум трансгрессии и осадки этого времени представлены наиболее чистыми известняками и мергелями. Отложения сантона, кампана и маастрихта в целом образуют однообразную толщу мергелей, залегающую со следами размыва на подстилающих породах. В средней части Крымских гор мощность этой толщии по сравнению с западными и восточными районами сокращена. Верхний маастрихт представлен песчанстыми мергелями, переходящими вверх по разрезу в глауконитовые песчаники. Отложения датского яруса, слагаемые прочными белыми мшанково-криноидными известняками, образуют вертикальный обрыв куэстовой гряды на всем протяжении северного склона Крымских гор. В основании отложений дания повсеместно прослеживаются следы подводного размыва. Мощность верхнемеловых отложений составляет первые сотни метров, сокращаясь в районе Симферополя.

Так же как и меловые, палеогеновые отложения сплошным чехлом покрывают все подножие и северный склон второй гряды Крымских гор и подразделяются на три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен. Разрезы палеогеновых отложений очень полные, с богатой фауной. Палеоген развит также и на Керченском полуострове, главным образом в его юго-западной части, где слагает ядра антиклинальных складок.

Палеоценовые и эоценовые отложения представлены толщей глин, мергелей и нуммулитовых известняков мощностью в первые сотни метров. В основании эоцена залегает горизонт глауконитового песка с конкрециями фосфоритов. Особенно хорошо выдержаны на площадке плотные нуммулитовые известняки среднего эоцена, образующие крутой вершинный обрыв куэстовой гряды и протягивающиеся от Севастополя на восток почти до Белогорска. На Керченском полуострове эоценовые отложения обнажаются в ядре лишь одной антиклинали, а на всем остальном пространстве они, так же как и палеоценовые отложения, погружены на значительную глубину.

Отложения олигоцена объединяются с отложениями нижнего миоцена в широко распространенную майкопскую серию, представленную толщей шоколадно-бурых, часто битуминозных глин с конкрециями сидеритов. Майкопская серия особенно полно развита на Керченском полуострове, где ее мощность превышает 2 км. Формирование этих отложений, бедных органическими остатками, скорее всего, происходило в восстановительной среде в условиях сероводородного заражения, что обусловило их повышенную битуминозность.

Отложения неогеновой системы распространены наиболее полно на Керченском полуострове, а также слагают третью гряду Крымских гор. В составе отложений неогеновой системы выделяются два отдела: миоцен и плиоцен. Так как верхи майкопской серии отвечают нижнему миоцену, то в разрезе выделяется средний и верхний миоцен, подразделяющийся на целый ряд горизонтов. Среднемиоценовые отложения представлены песками, глинами с прослоями мергелей и известняков-ракушняков. На крайнем юго-востоке Керченского полуострова среднемиоценовые отложения обладают наибольшей мощностью (0,8 км) и согласно залегают на глинах майкопской серии. К западу их мощность быстро сокращается и в середине толщи появляются размывы, в частности на западе Керченского полуострова. В этом же направлении глины замещаются более мелководными отложениями: песками и ракушняками. В среднемиоценовое время в восточных областях неоднократно менялись условия солености, вплоть до появления пресноводного бассейна в караганском веке.

Верхний миоцен представлен очень мелководными глинами, песками, песчаниками и известняками сарматского и мзотического ярусов. На западе Крыма в районе Севастополя и Балаклавы сарматские известняки лежат несогласно на всех отложениях вплоть до среднеюрских, в то время как на Керченском полуострове они перекрывают согласно среднемиоценовые породы. Интересной особенностью разреза мзотического яруса является присутствие многочисленных мшанковых рифов, окаймляющих антиклинали в северной половине Керченского полуострова. Это свидетельствует о существовании в мзотический век островов, своеобразных атоллов, располагавшихся в сводах антиклиналей.

Плиоценовые отложения на Керченском полуострове представлены морскими фациями, а в Равнинном Крыму и в предгорьях — континентальными. В первом районе осадки понтического, киммерийского и

куяльницкого ярусов, сложенные мелководными отложениями — глинами, рыхлыми ракушняками и песками, — в осевых зонах синклинальных складок залегают согласно друг на друге, а на их крыльях и на антиклиналях уменьшаются в мощности и разделяются поверхностями размыва, что указывает на рост складок одновременно с осадконакоплением. Важное промышленное значение на Керченском полуострове имеет горизонт бурых оолитовых железняков киммерийского яруса среднего плиоцена. В предгорных и равнинных районах Крыма развиты красно-бурые глины, алевролиты, песчаники и конгломераты таврской свиты, отвечающей по возрасту нижнему и среднему плиоцену. На южном берегу Крымских гор с таврской свитой одновозрастны мощные глыбовые накопления из обломков верхнеюрских известняков так называемой массандровской свиты, часто покрытые красно-бурой почвой. Эти пролювиальные отложения выполняли ложбины, наклоненные в сторону моря, а сейчас сохранились лишь на гребнях водоразделов.

В восточном Крыму, в районе Судака и на побережье Керченского полуострова, наблюдаются остатки четырех четвертичных озерно-морских террас, которым отвечают определенные горизонты в осадках Черного моря вблизи побережья, установленные еще Н. И. Андрусовым и А. Д. Архангельским.

**Выводы.** На основании рассмотренного геологического разреза отложений Горного Крыма можно сделать вывод о том, что к началу мезозоя в Крыму уже была сформирована складчатая область, в строении которой участвовали палеозойские отложения, в частности девона, карбона и перми, а судя по составу галек из верхнеюрских конгломератов — и более древние образования вплоть до рифейских. В среднем триасе, по-видимому, на герцинском складчатом фундаменте заложился геосинклинальный флишевый прогиб, просуществовавший на большей части территории вплоть до раннего келловоя, а на востоке — и до начала раннего мела. На протяжении всего развития прогиба в нем периодически возникали зоны местных поднятий. Особенно сильные движения произошли перед средней юрой. По-видимому, несколько частных геоантиклиналей располагалось южнее современной береговой линии. Проявления магматической деятельности в позднебайосское время локализовались вдоль крыльев прогибов и поднятий, где они были связаны с разломами.

В середине келловейского века имели место интенсивные движения, и верхнеюрские отложения залегают на большей части территории резко несогласно на более древних дислоцированных толщах. В позднеюрское время существовали обширные плоские прогибы, движения в пределах которых были дифференцированными. Особенно энергично опускался восточный прогиб, унаследовавший нисходящие движения и в начале раннего мела.

С начала раннего мела, а на востоке с позднего мела, на территории Горного Крыма установился платформенный режим. Вся эта область в позднем мезозое и кайнозое представляла собой край обширного эпиконтинентального морского бассейна. И только в неогеновое время она оказалась втянутой в энергичное сводовое поднятие, южная часть которого в плиоцене и в четвертичное время по системе разломов погрузилась в Черное море.

Перед невысоким горным сооружением восточного Крыма в неогене возник Индольский краевой прогиб, смыкающийся на востоке с Западно-Кубанским прогибом. В западной части предгорного Крыма сформировалась неглубокая и плоская Альминская впадина.



В соответствии с таким развитием находится в целом простая структура Горного Крыма, представляющая собой меньшую половину крупного сводового поднятия. В отличие от других складчатых сооружений Альпийско-Средиземноморского пояса, например Кавказа, в Горном Крыму отсутствует кристаллическое ядро. Возможно, оно погружено в Черное море. Основная складчатая структура сформирова-

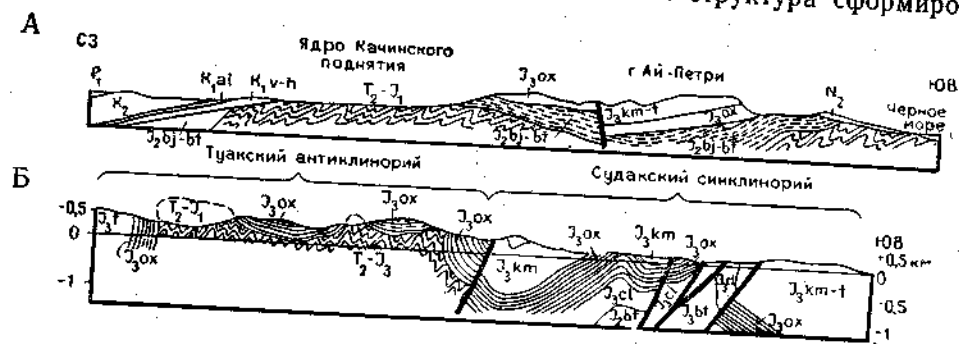


Рис. 108. Схематические геологические профили Горного Крыма (по И. В. Архипову и М. В. Муратову, с упрощением)

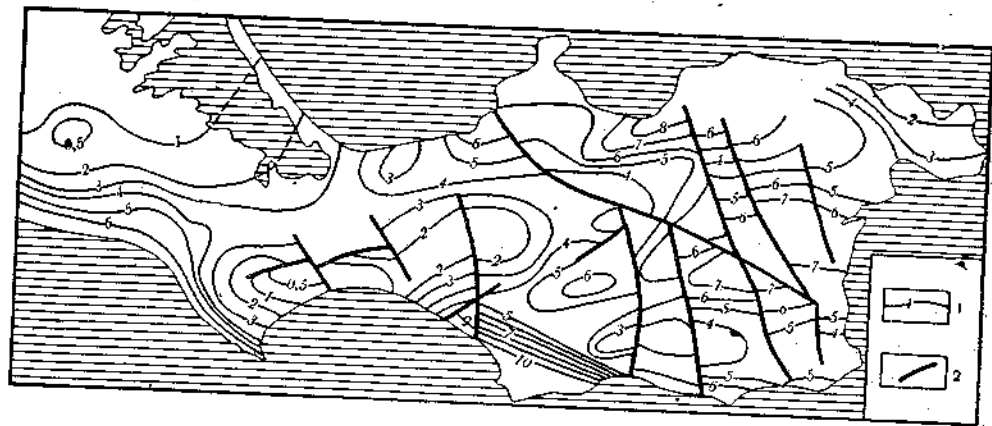


Рис. 109. Схема мощностей мезозойских отложений Керченского полуострова (по В. С. Попович):  
1 — изопахиты, км; 2 — разломы

лась к началу поздней юры и лишь на крайнем востоке — к позднебарремскому веку. Пологолежащие отложения верхней юры образуют плоские мульды, а в восточном Крыму — синклиний, осложненный простыми брахискладками (рис. 108, А). Складчатый комплекс таврической серии, средней юры и нижнего келловоя обнажается в сводовой части поднятия. Дислоцированность этого комплекса, по-видимому, не так значительна, как представляется, но структура сильно осложняется мелкой и запутанной подводно-оползневой складчатостью и многочисленными разрывами.

Отложения большей части нижнего мела, верхнего мела, палеогена и неогена слагают пологую моноклиаль северного крыла поднятия Горного Крыма, местами осложненной флексурами и сбросами (рис. 108, Б). В районе Симферополя моноклиальное крыло испы-

тывает небольшой изгиб, и широтные простирания к востоку сменяются юго-западными. В этом месте находится Симферопольское поднятие, отчетливо проявлявшее себя в течение позднего мела и палеогена и в пределах которого всего лишь в нескольких сотнях метров от поверхности залегают метаморфические породы рифейского (?) возраста.

Таким образом, сказанное выше показывает, что Горный Крым не является типично альпийским складчатым сооружением. Геофизические данные указывают, что геосинклинальный прогиб Горного Крыма, по-видимому, обладал небольшими размерами, ограничиваясь на севере и на юге глубокими разломами. В западном, как и в восточном направлениях, прогиб быстро выклинивается и исчезает. В пользу существования изолированной позднепалеозойской (?) — раннемезозойской геосинклинали в консолидированном теле эпипалеозойской плиты свидетельствует обнаружение похожих по типу и возрасту дислоцированных отложений и в других районах Скифской плиты, в последнее время вскрытых скважинами, в частности в Западном Предкавказье.

Строение Керченского полуострова, сложенного отложениями майкопской серии и более молодыми мощными миоценовыми и плиоценовыми толщами, резко отличается от структуры Горного Крыма. На юго-западе полуострова располагаются простые широтные складки в майкопской серии, возникшие на периклиальном погружении поднятия Горного Крыма. Севернее и восточнее распространены брахискладки, ядра которых сложены майкопской серией или средним миоценом, а крылья и синклинали — верхним миоценом и плиоценом. Характерной особенностью складок является сложная дислоцированность глин майкопской серии в их ядре и резко несогласное залегание на них отложений среднего миоцена. Но это несогласие исчезает на крыльях, что указывает на конседиментационное происхождение складок. Присутствие на антиклиналях очень своеобразных «вдавленных» мульд объясняется Г. А. Лычагиным как результат длительного действия грязевых вулканов, функционирующих и в настоящее время. Складки Керченского полуострова находят свое продолжение в складках южной Тамани, где они развиты в однообразных отложениях. Весь этот район представляет собой очень глубокий поперечный прогиб, в котором палеозойский фундамент располагается на глубинах — 10—12 км. Выполнен прогиб в основном мощными толщами палеогена и неогена, лежащими на мезозойских отложениях (рис. 109). Складчатые сооружения Западного Кавказа и Горного Крыма, на которые этот прогиб наложился, по мнению ряда геологов, кулисообразно подставляют друг друга. Другие же считают, что они вообще не связаны между собой и слепо заканчиваются.

### Полезные ископаемые

Крымский полуостров, в частности Горный Крым, довольно богат разнообразными полезными ископаемыми, связанными с различными стратиграфическими горизонтами разреза. Общесоюзное значение имеют месторождения железных руд, стройматериалов, различных солей, флюсовых известняков и минеральных вод.

Железные руды приурочены к отложениям киммерийского яруса среднего плиоцена на Керченском полуострове, где разрабатываются открытым способом в карьерах. Оолитовые железные руды образовались осадочным путем и представлены шамозитом, возникшим в условиях недостатка кислорода в прибрежной зоне. Попадая в окисли-

тельную обстановку, шамозитовые руды переходили в лимонит-гетитовые. Мощность рудоносных горизонтов не превышает 10—15 м, но развиты они на большой площади. При содержании железа до 45% в рудах Керченского полуострова встречаются примеси (марганца до 20%, кобальта — 0,06%, ванадия — 0,06%), играющие роль легирующих добавок.

**Флюсовые известняки** издавна разрабатываются в районе Балаклавы, где для этих целей используются чистые известняки верхней юры. Они транспортируются на металлургические заводы юга СССР. На Керченском полуострове в качестве флюса применяют ракушники понтического яруса, спекая их на месте с обогащенной железной рудой в рудный агломерат, транспортируемый морем на заводы г. Жданова.

**Минеральные соли** имеют большое значение в Крыму, где они добываются из соляных озер, находящихся в западной части полуострова около Евпатории, в районе Сиваша и на Керченском полуострове. Из насыщенной солями воды (рапы) этих мелких озер извлекают поваренную, калийную и глауберову соли (мирабилит), а также хлористый магний, окись магния, бром и йод. На базе этих месторождений действует несколько химических заводов (Сакский, Красноперкопский).

**Минеральные воды** Крыма являются важным полезным ископаемым и имеют бальнеологическое значение. Всего насчитывается более 100 минеральных источников. На Керченском полуострове с отложениями среднего миоцена связаны сероводородные воды, близкие к известным водам Мацесты, причем в ряде источников температура воды превышает +50°C. В Феодосийском районе широко известны хлоридно-сульфатно-натриевые воды («Крымский нарзан»). В районе г. Саки, на западе Крымского полуострова, из нижнемеловых отложений выступают углекислые воды («Крымская минеральная»). В верховьях Бельбека известна слаборадиоактивная хлоридно-натриево-кальциевая вода Куйбышевского источника. В других районах Крыма минеральные воды вскрыты скважинами в большом количестве, но используются еще недостаточно.

**Строительные материалы** широко распространены в Горном Крыму. Наибольшее значение имеют известняки датского яруса и среднего эоцена, разрабатываемые в Инкермане и в окрестностях Симферополя, а также известняки-ракушники понтического и мезотического ярусов. Эоценовые мергели служат цементным сырьем. В качестве бута используются верхнеюрские известняки и интрузивные породы.

**Мелкие нефтяные** месторождения находятся на Керченском полуострове, где они приурочены к майкопским и среднемиоценовым отложениям.

**Каменный уголь** невысокого качества (зольность до 55%) встречается в среднеюрских отложениях. В верховьях Качи известно одно небольшое месторождение угля (Бешуйское).

### Глубинное строение Крыма и прилегающих территорий

Благодаря разнообразным геофизическим исследованиям, проведенным в последние годы в пределах Крымского полуострова и акватории Черного моря, получены интересные данные о глубинном строении этих территорий (рис. 110).

По материалам профиля ГСЗ в районе Сивашского и Каркинитского грабенообразных прогибов располагается зона глубинного раз-

лома, проникающего ниже поверхности М и отделяющего Восточно-Европейскую платформу от эпипалеозойской плиты. В пределах последней поверхность М находится на глубине 40 км и залегает горизонтально. Граница Конрада в Равнинном Крыму располагается на глубинах 16—18 км, несколько погружаясь к югу. На широте Белогорска вновь прослеживается зона крупного глубинного разлома, раз-

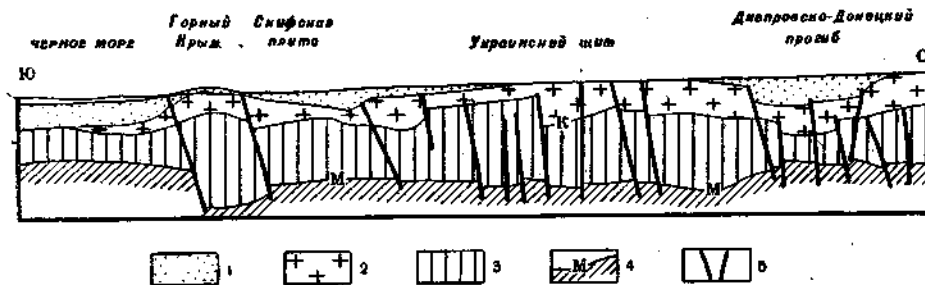


Рис. 110. Строение земной коры по профилю Черное море — Воронежская антеклиза (по В. Б. Соллогубу и др.):  
1 — осадки; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — базальтовый слой; 4 — поверхность М; 5 — разломы

деляющего Скифскую плиту и сооружение Горного Крыма, по которому поверхность М резко опущена под Горным Крымом на 10 км (глубина 50 км). Южнее этого разлома наблюдается подъем поверхности К, которая непосредственно под Крымскими горами залегает на глубине 8—10 км. Следовательно, имеет место раздвиг базальтового слоя. Крымские горы с юга ограничиваются разломом, наклоненным к северу, южнее которого, уже в пределах Черного моря, поверхность М скачкообразно поднимается почти на 20 км. Именно с этим глубинным разломом связана зона очагов крымских землетрясений.

Континентальный склон в районе Южного берега Крыма очень узкий и крутой. К югу от Крыма гранитно-метаморфический слой в 100 км от берега выклинивается. В глубоководной Черноморской впадине поверхность М находится на глубинах 27—30 км, а поверхность базальтового слоя располагается на отметках —16—17 км. Выше него залегает толща осадков мощностью 12—15 км, причем низкие пластовые скорости в ней (3—4,5 км/с) указывают на слабую степень метаморфизма этих осадков. У берегов Турции вновь появляется гранитно-метаморфический слой.

В мощном слое осадков, залегающих на базальтовом слое земной коры, по геофизическим данным, можно выделить три толщи, обладающие разными скоростями сейсмических волн. Верхняя толща (1—2 км) имеет скорость волн 1,6—1,8 км/с; средняя (3—4 км) — 3—4 км/с, а нижняя (2—8 км) — 4—4,5 км/с. Отождествление каждой из этих толщ с какими-то определенными в возрастном отношении породами не дает однозначного решения. Так, нижней толще геологи приписывают палеогеновый, меловой, юрский и верхнепалеозойский возраст. Среднюю отождествляют с миоценовыми и майкопскими отложениями, а верхнюю — с плиоцен-четвертичными.

Таким образом, строение земной коры под Крымским полуостровом и во впадине Черного моря весьма различно. Обращает на себя внимание тот факт, что в местах наибольшего прогибания поверхно-

сти палеозойского фундамента в Равнинном Крыму, например в Присивашье (до 6—8—10 км), поверхности М и К испытывают некоторый подъем, в то время как под Горным Крымом поверхность К воздымается, а поверхность М погружается. Акватория северо-западной части Черного моря, так же как и Азовского, покрывает погруженные части Скифской и Мезийской эпипалеозойских плит. Данные сейсмо-разведки МОВ показывают, что западнее Тарханкутского поднятия в

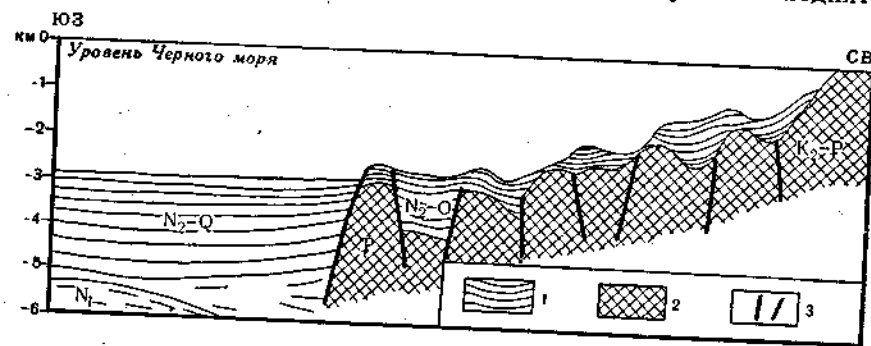


Рис. 111. Сейсмический разрез дна Черного моря восточнее Новороссийска (по А. А. Терехову и др.). Видны погребенные структуры: 1 — отражающие границы; 2 — складчатые образования (флиши) верхнего мела — палеогена; 3 — разломы

структуре морского дна прослеживается продолжение этого вала, а в центральной части Азовского моря в субширотном направлении протягивается Азовский вал, к югу от которого кайнозойские отложения погружаются в сторону Индоло-Кубанского прогиба, где подошва палеогена залегает на глубинах более 7 км. Район шельфа, материковый склон и краевая часть дна глубоководной котловины Черного моря у берегов Крыма и Северо-Западного Кавказа, по-видимому, наложены на погребенные складчатые сооружения Горного Крыма и Кавказа (рис. 111).

Проблема истории геологического развития Черноморской впадины обсуждается уже много лет, и мнения, высказанные по этому поводу, носят противоречивый характер. Все многообразие гипотез можно свести к трем основным точкам зрения. Первая из них предполагает, что Черноморская впадина представляет собой реликт древней океанической коры, не переработанный более молодыми складчатыми движениями и обрамленный зонами с корой континентального типа. Вторая группа гипотез базируется на представлении о сравнительно молодом растяжении континентальной коры и обнажении из-под нее базальтового слоя. Гипотезы третьей группы связывают возникновение глубоководной впадины с различными процессами, которые привели к преобразованию коры континентального типа в кору океаническую (уплотнение вещества коры и верхней мантии). В настоящее время трудно отдать предпочтение каким-либо определенным точкам зрения, так как существует еще много нерешенных вопросов о геологическом строении этого интереснейшего региона.

#### СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Дуга складчатых сооружений Карпат на западе переходит в Альпы, а на юге — в Балканы. В поперечном сечении в Карпатах разли-

чают внутреннюю и внешнюю зоны, сформировавшиеся на герцинском складчатом основании, границей между которыми служит крупный глубинный разлом. Внутренняя зона Карпат испытывала геосинклинальное развитие в триас-раннемеловое время. В позднем мелу произошла складчатость и образовались тектонические покровы с амплитудой перемещения в десятки километров в сторону платформы. На этом дислоцированном комплексе несогласно залегают флишеидные толщи верхнего мела и палеогена, которые в неогене подверглись сравнительно простым складчато-глыбовым дислокациям. Внешняя зона Карпат как флишевая геосинклиналь возникла в мел-палеогеновое время, в позднем олигоцене прекратила свое существование и в миоцене отложения подверглись сильной складчатости с формированием надвиговой и покровной структуры и опрокидыванием складок в сторону платформы. В плиоцен-четвертичное время Карпаты испытывали воздымание, сопровождавшееся образованием межгорных впадин.

В пределах СССР располагается северо-западная часть складчатого сооружения внешней зоны Восточных Карпат длиной около 250 км, орографически представляющая собой ряд горных хребтов с высотами немногим более 2 км, причем хребты и понижения между ними примерно совпадают с основными структурно-фациальными зонами. В познании геологического строения советских Карпат большую роль сыграли работы А. А. Богданова, О. С. Вялова, В. В. Глушко, С. С. Круглова, Н. Р. Ладыженского, Е. Ф. Малеева, А. Е. Михайлова, М. В. Муратова, М. А. Беэра, В. И. Славина, Я. О. Кульчицкого, В. Е. Хаина и многих других геологов.

#### Тектоническое районирование

Складчатое сооружение Восточных Карпат обладает хорошо выраженной продольной зональностью и надвиганием внутренних зон на внешние и последних на краевой прогиб. Заложение основных зон произошло на ранней стадии развития Восточно-Карпатской геосинклинали, скорее всего в поздней юре. В результате процессов сжатия в неогеновое время зоны оказались сближенными и отложения одних зон частично перекрыли отложения других. Возникшие в конце 40-х годов представления о сравнительно простом строении Восточных Карпат с выделением антиклинорий и синклинорий в настоящее время пересмотрены. Сейчас большинство исследователей стоит на позиции чешуйчатого зонального строения Карпат.

Перед горно-складчатым сооружением Восточных Карпат находится асимметричный Предкарпатский краевой прогиб с четко выраженными Внешней (1) и Внутренней (2) зонами (рис. 112). Юго-западнее располагается Скибовая<sup>1</sup> зона (3), образованная опрокинутыми к северо-востоку складками, чешуйчато надвинутыми друг на друга (скибы) и сложенными в ядрах меловыми, а на крыльях — палеогеновыми отложениями. Развитие чешуйчатой свойственно внешней части Скибовой зоны, тогда как во внутренней, сложенной олигоценными отложениями, преобладают более простые антиклинальные и синклинальные складки. Скибовая зона к юго-западу сменяется Силезско-Черногорской группой зон (4), образованной отложениями нижнего и верхнего мела, а также палеогена. Все складки опрокинуты к северо-востоку и надвинуты друг

<sup>1</sup> Скиба — по-украински ломоть, кусок, отвал пласта земли, отброшенный плугом.

на друга, причем подвернутые крылья складок обычно срезаны надвигами. Следующая группа зон — Буркутско-Раховская (5), сложенная меловыми и палеогеновыми отложениями, местами сматыми в дисгармоничные складки и также надвинутыми к северо-востоку с образованием пологих надвигов. Еще юго-западнее прослеживается узкая Мармарошская группа зон (6), на юго-востоке пред-

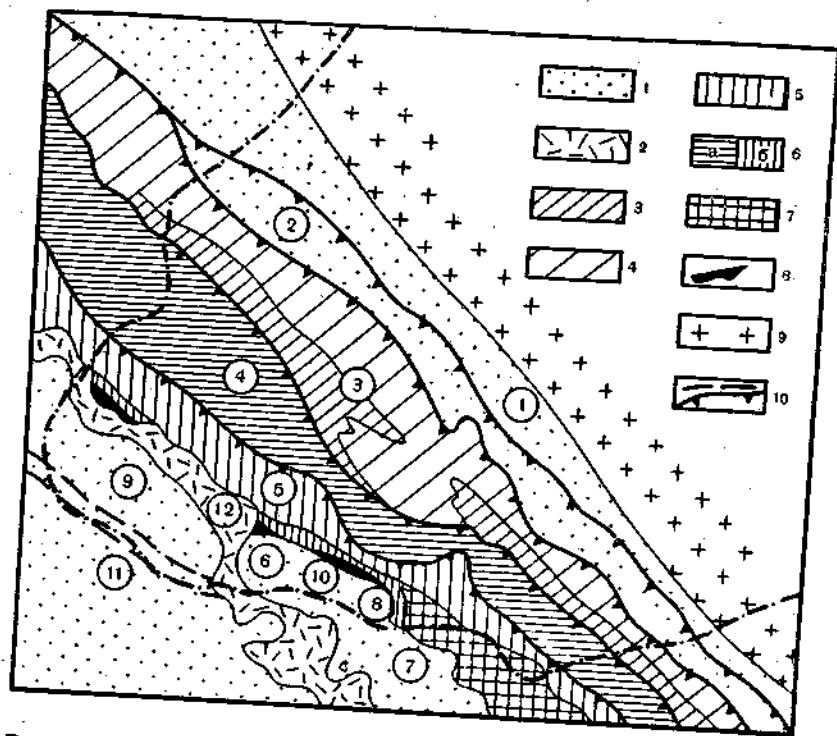


Рис. 112. Схема тектонического районирования Восточных Карпат: 1 — неогеновые осадочные отложения; 2 — неогеновые вулканогенные отложения (андезиты, андезито-базальты, редко дациты и липариты); 3 — преимущественно эоцен-олигоценные отложения; 4 — преимущественно верхнемеловые и палеогеновые отложения; 5 — меловые и палеоценовые отложения; 6 — меловые (а) и меловые и палеогеновые (б) отложения; 7 — протерозой-палеозой (кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы); 8 — юрские и меловые отложения; 9 — Восточно-Европейская платформа; 10 — надвиги и сбросы. Цифры в кружках обозначают главные структуры (см. в тексте)

ставленная мезозойскими отложениями Раховского и Чивчинского массивов, являющихся частью крупного Мармарошского массива (7), и рядом зон, сложенных верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. С внутренней, тыльной стороны Внешние Карпаты ограничены крупным глубинным швом, на поверхности выраженным своеобразной Пьенинской, или Зоной Утесов (8), отделяющей Внешние Карпаты от Внутренних, сложенных метаморфизованными рифейскими (?) и палеозойскими образованиями, а также мезозойскими, преимущественно карбонатными отложениями. На территории СССР зона Внутренних Карпат частично погребена под неогеновыми молассами Закарпатских впадин Чоп-Мукачевской (9) и Солотвинской (10), которые с юга ограничены узкой Горстовой

зоной (11), протягивающейся от Чопа через Берегово в Румынию в район Бая-Маре, а с севера — Пьенинской зоной. К этим продольным и поперечным разломам в Закарпатских впадинах приурочен мощный неогеновый вулканизм. Выгорлат-Гутинский вулканический хребет (12) с севера ограничивает Чоп-Мукачевскую впадину, а далее, изгибаясь в районе г. Хуст, обрамляет с юга Солотвинскую впадину.

### Геологическое строение

Древнейшие породы, обнажающиеся в Раховском и Чивчинском выступах Мармарошского массива, представлены разнообразными

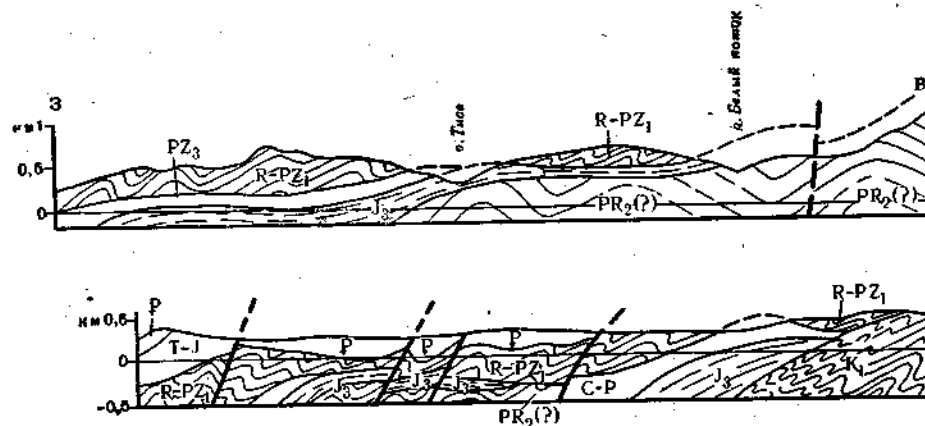


Рис. 113. Покровное строение Раховского массива Восточных Карпат (по С. Л. Бызовой и С. Г. Рудакову). Тонкими линиями показан характер складчатости

гнейсами, мусковитовыми и двуслюдяными сланцами, пластовыми амфиболитами общей мощностью до 1,2 км. Выше них с резким угловым и азимутальным несогласием залегает мощный комплекс (до 3 км) менее метаморфизованных отложений: хлоритовых и серицитовых сланцев, кварцитов, мраморов и вулканогенных пород. Возраст нижнего комплекса, устанавливаемый по радиологическим данным, по-видимому, рифейский, а верхнего — нижне-среднепалеозойский (до-среднекарбонный), но не исключен и докембрийский. С. Г. Рудаков полагает, что последний региональный, явно наложенный метаморфизм имел место в девонское время, хотя не исключен и повторный раннеальпийский метаморфизм. Эти породы прорываются среднепалеозойскими гранитоидами. Кроме метаморфических рифейских (?) и палеозойских образований в Раховском и Чивчинском массивах встречаются каменноугольные и пермские отложения, не испытавшие метаморфизма.

Все описанные выше толщи с резким несогласием перекрываются маломощными терригенными и карбонатными мезозойскими и кайнозойскими (доолигоценными) отложениями. Раховский выступ Мармарошского массива обладает покровным строением с надвиганием ряда пластин к северо-востоку, которое имело место в середине раннего мела. В свою очередь, сам массив надвинут на флишевые отложения Буркутско-Раховской группы зон (рис. 113). Следует отметить,

что палеозойская геосинклиналь, располагавшаяся на месте Восточных Карпат, имела совсем другую конфигурацию, нежели дугообразные геосинклинали альпийского этапа.

Мармарошский массив к северо-западу быстро суживается и исчезает. На его продолжении располагается узкая полоса так называемых Мармарошских утесов, образованная бескорневыми глыбами разнообразных пород (палеозойских, триасовых, юрских), а также серпентинитов и диабазов, заключенных в нижнемеловых отложениях. По мнению С. С. Круглова, все эти отторженцы представляют собой олистолиты и обладают осадочным происхождением. Пьенинская зона выражена узкой полосой выходов триасовых, юрских и меловых отложений. Юрские и неокомские отложения часто находятся в виде бескорневых крупных глыб, «утесов» или «клипленов», рассеянных среди меловых и палеогеновых пород и сложенных рифогенными известняками, доломитами и мергелями. В Пьенинской зоне развиты и меловые отложения, характеризующиеся относительной грубостью осадков, вплоть до появления довольно мощных конгломератов в районе Раховского выступа. В целом эта зона представляет собой длительно развивавшийся глубинный разлом, подвижки по которому происходили вплоть до конца неогена, о чем свидетельствует приуроченность к нему центров плиоценовых извержений, но максимальная тектоническая активность приходится на мезозой и ранний палеоген. С этой же зоной связан и меловой базальтовый магматизм. Бурением было установлено, что узкие клинья и небольшие чешуи мезозойских карбонатных пород этой зоны надвинуты к северо-востоку.

Непосредственно севернее Пьенинской зоны и вплоть до Предкарпатского краевого прогиба развиты меловые и палеогеновые почти исключительно флишевые и флишеидные отложения, обладающие четкой структурно-фациальной зональностью. Следует отметить, что в пределах Предкарпатского краевого прогиба у г. Хмельницкого бурением вскрыты юрские отложения видимой мощностью 0,8 км. Возможно, это геосинклинальные отложения.

Нижний мел обнажен в Буркутско-Раховской и Скибовой зонах, причем в ядрах антиклинальных складок Скибовой зоны нижний мел представлен разнообразными глинистыми и кремнисто-глинистыми породами, а в первой — слагается мощной неокомской флишевой и флишеидной толщей песчаников, аргиллитов, алевролитов и известняков, мощностью около 1 км, характерного темного цвета («черный флиш»). Аптский и альбский ярусы представлены крайне маломощными (первые десятки метров) конгломератами и песчаниками. В Пьенинской зоне нижнемеловые отложения резко отличаются от вышеописанных и представлены известняками, мергелями, аргиллитами и конгломератами до 0,1 км мощности.

Верхний мел также присутствует в двух этих зонах, но в Силезско-Черногорской группе зон практически не вскрывается. Представлен он мощной (более 1 км) толщей терригенного флиша, подразделяющейся в разных зонах на ряд свит. Только в Пьенинской зоне верхний мел крайне маломощен и слагается красноватыми мергелями, песчаниками и алевролитами.

Шире всего в Восточных Карпатах распространены палеогеновые отложения, развитые во всех структурно-фациальных зонах и подразделяющиеся на многочисленные свиты. Палеогеновые отложения залегают, как правило, на верхнемеловых согласно. Палеогеновые отложения представлены в целом терригенным флишем. Однако местами флишевый характер толщи исчезает и в разрезе начинают преобла-

дать песчаники. Флишевые отложения обычно состоят из чередующихся слоев песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин. Эоценовые отложения в пределах всех структурно-фациальных зон Восточных Карпат слагаются мощными песчано-глинистыми флишевыми толщами, среди которых встречаются линзовидные прослои гравелитов и конгломератов, грубозернистых песчаников, пласты карбонатных пород. В Скибовой зоне широко развит мергельный флиш с глыбами экзотических пород. Отложения эоцена вверх по разрезу согласно сменяются нижнеолигоценовыми, представленными темно-серыми или черными аргиллитами, кремнистыми известняками и мергелями, реже песчаниками. В верхах разреза этой толщи в отдельных местах Скибовой зоны присутствуют прослои кислых вулканических туфов. Выше лежащие отложения олигоцена резко отличаются между собой в разных зонах. Так, во внутренней части Скибовой зоны они представлены разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и глинисто-песчанистым флишем (кросненская серия), в основном и слагающими эту единицу. Во внешней части Скибовой зоны средний и верхний олигоцен сложен терригенными флишеидными отложениями с прослоями мергелей, а в пределах Буркутско-Раховской группы зон к таким же по возрасту отложениям относится толща песчаников, обнажающаяся на горе Полонина Руна, но при этом в ее основании наблюдается перерыв, отвечающий по времени среднему олигоцену.

Таким образом, палеогеновые отложения литологически весьма разнообразны, но разрезы их полные, за исключением Буркутско-Раховской группы зон, где устанавливается ряд перерывов (предпалеогеновый, предпозднеолигоценовый). Мощность палеогеновых отложений колеблется в широких пределах, но максимальная достигает 4—5 км. Возраст местных подразделений палеогеновой системы устанавливается по микрофауне и сопоставление свит из разных зон часто проводить затруднительно. Олигоценовыми отложениями заканчивается разрез геосинклинального комплекса Восточных Карпат.

Традиционное представление о советской части Восточных Карпат как о системе сравнительно простых синклиналий и антиклинорий, развивавшееся А. А. Богдановым, М. В. Муратовым и В. И. Славным, в последнее время, как уже отмечалось, подверглось пересмотру. По данным исследований, проведенных М. А. Безром, С. Л. Бызовой, О. С. Вяловым, Я. О. Кульчицким, В. Е. Хаиным и многими другими, предполагается существование четкой и сложной структурно-фациальной зональности, обусловленной резкой сменой структурного плана в начале позднего мела. Все эти зоны, имеющие собственные названия и объединяемые в указанные выше группы зон, разделены надвигами, выходящими на глубину, особенно в пределах Скибовой зоны, где надвигание достигает 25—30 км (рис. 114). Так, наиболее внутренняя Мармарошская группа зон надвинута на Буркутско-Раховскую, а та, в свою очередь, на Силезско-Черногорскую группу зон, которая надвинута на Скибовую зону. Надвиги сопровождаются образованием покровов разного типа. Все группы зон характеризуются развитием линейной складчатости, а также и чешуйчатой. Отдельные чешуи формировались за счет подвешивания крыльев опрокинутых складок (скибы), другие — в результате срывов вдоль границ структурно-фациальных зон. Но в ряде мест чешуи отсутствуют (внутренняя часть Скибовой зоны) и развиваются узкие антиклиналы и широкие плоские синклинали с мелкой дисгармоничной складчатостью. Складчатость в пластичных флишевых породах, как полагают М. А. Безр и С. Л. Бызова, формировалась в усло-

ниях бокового сжатия и срыва отложений с жесткого (герцинского?) фундамента.

Скибовая зона состоит из пяти отдельных чешуй (скиб), представляющих собой опрокинутые и надвинутые в северном направлении сжатые антиклинальные складки. Амплитуда надвигания на краевой прогиб самой внешней такой скибы превышает 18 км.

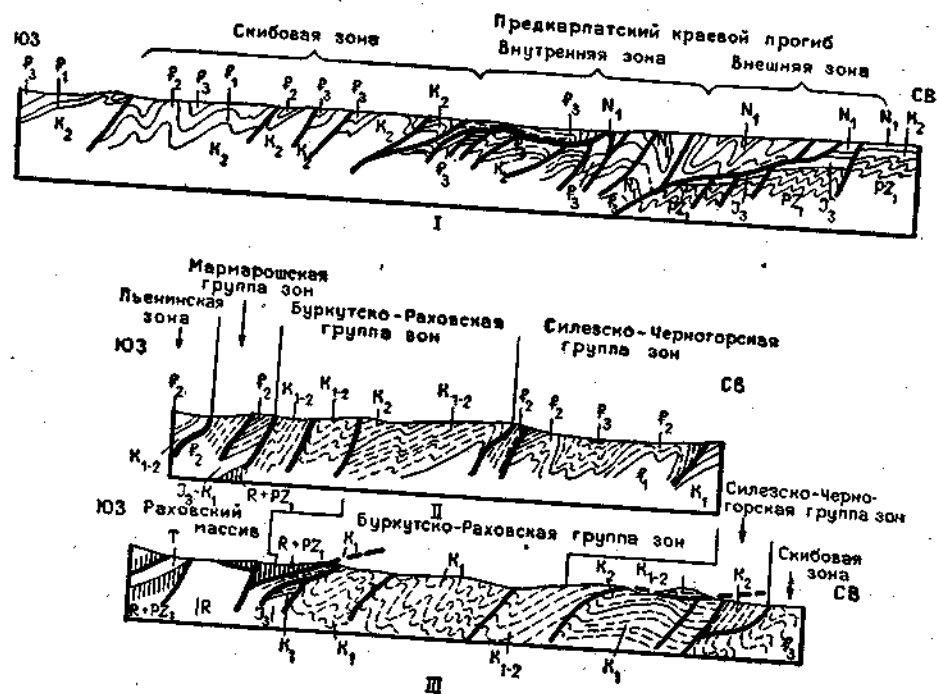


Рис. 114. Схематические геологические профили Восточных Карпат: I — по В. В. Глушко, II и III — по С. Л. Бызовой и М. А. Безру

На границе складчатого сооружения Восточных Карпат и Восточно-Европейской платформы располагается Предкарпатский краевой прогиб, заложившийся в конце позднего олигоцена и выполненный только миоценовыми отложениями, так как он замкнулся в конце позднего миоцена. В Предкарпатском краевом прогибе выделяются внешняя и внутренняя зоны. Первая располагается на платформенном основании, а слагающие ее тортонские и сарматские отложения залегают либо прямо на метаморфических породах фундамента, либо на маломощном платформенном чехле. Внешняя зона отделена от внутренней глубинным разломом, на поверхности выраженным серией флексур и надвигов, что доказано глубоким бурением в Стрыйском районе, где амплитуда надвигания составляет 10—15 км. Внутренняя зона прогиба сложена миоценовыми лагунами и морскими отложениями.

В основании разреза прогиба залегает мощная нижнемиоценовая соленосная толща, в которой распространены песчано-глинистые ритмично чередующиеся отложения, брекчии и конгломераты. Глыбовые брекчии образовались за счет оползания блоков палеогеновых пород в прогиб внутренней зоны с поднимающихся сооружений Карпатских

гор. Среднему и верхнему миоцену принадлежит мощнейшая сложно построенная толща песчано-глинистых пород, в которой снова появляются линзы гипсов и солей (тортонский ярус). Максимальная мощность миоценовых отложений внутренней зоны превышает 5 км, а внешней — 3 км. Миоцен внутренней зоны смят в опрокинутые к северо-востоку складки и на них, как уже отмечалось, надвинуты отложения Скибовой зоны.

С тыльной, внутренней стороны горное сооружение советских Карпат ограничено межгорными Закарпатскими впадинами: Чоп-Мукачевской и Солотвинской, разделенными хребтами Великий Шоллес. Обе эти впадины лежат западнее Зоны Утесов и их фундамент сложен маломощными триасово-юрскими карбонатными отложениями, а сами они выполнены неогеновыми молассами. Чоп-Мукачевская впадина слабо прогибалась в палеогене и в миоцене, когда накопилась 1,5-километровая толща песчано-глинистых и конгломератовых пород. Солотвинская впадина испытывала движения противоположного знака, она усиленно опускалась в палеогене и особенно в миоцене, а в плиоцене почти не прогибалась. Миоцен Солотвинской впадины построен очень сложно и представлен грубыми песчано-глинистыми отложениями с пачками конгломератов, линзами каменной соли (галлетский ярус) и с пластами бурого угля. В миоценовых отложениях Солотвинской впадины развиты пачки и толщи туфов кислого и среднего состава, центры извержения которых локализовались вдоль разломов, ограничивающих впадину.

С юго-запада Закарпатские впадины ограничены узкой горстовой зоной, отделяющей Паннонский срединный массив от Восточных Карпат. В миоцене с этой зоной был связан энергичный андезитовый и липарито-дацитовый вулканизм. Еще более мощные извержения происходили в плиоцене вдоль разлома, ограничивавшего Чоп-Мукачевскую впадину с севера и частично наследовавшего Зону Утесов. Здесь функционировали крупные, сливавшиеся своими основаниями полигенные стратовулканы, извергавшие почти исключительно андезитовую и андезито-базальтовую магмы и образовавшие Выгорлат-Гутинский хребет. Продукты разрушения этой вулканической гряды сносились в Чоп-Мукачевскую впадину, где они образовали мощную толщу с прослоями бурых углей.

**Выводы.** Таким образом, складчатое сооружение Восточных Карпат обладает сложной структурой, образованной рядом структурно-фациальных зон, чешуйчато надвинутых к северо-востоку в сторону Восточно-Европейской платформы. Основные складчато-надвиговые деформации начались здесь в раннем и закончились в позднем миоцене. Условия растяжения, создавшиеся в тылу горно-складчатого сооружения, способствовали проявлению мощного вулканизма в Закарпатских впадинах.

Альпийская геосинклиналь Восточных Карпат, заложившись в мелу или даже в юре (?), в позднем олигоцене свое развитие закончила. На месте прогиба сформировалась асимметричная складчатая горная страна. Перед ее фронтом образовался краевой прогиб, а в тылу — межгорные впадины, заполнявшиеся продуктами разрушения горных хребтов (рис. 115, IV). Судя по составу «экзотических» глыб, валунов и галек, встречающихся во флишевых отложениях, а также на основании данных глубокого бурения в Предкарпатье, можно предположить, что в рифейское время на месте Восточных Карпат также существовала геосинклиналь, замкнувшаяся в период байкальской складчатости (рис. 115, I). На этом складчатом основании в раннем

палеозое вновь возникла геосинклиналь, просуществовавшая до позднего палеозоя, когда на ее месте образовалось герцинское горно-складчатое сооружение, которое было разрушено и начало испытывать слабые погружения в начале триаса (рис. 115, II). В триасовом и юрском

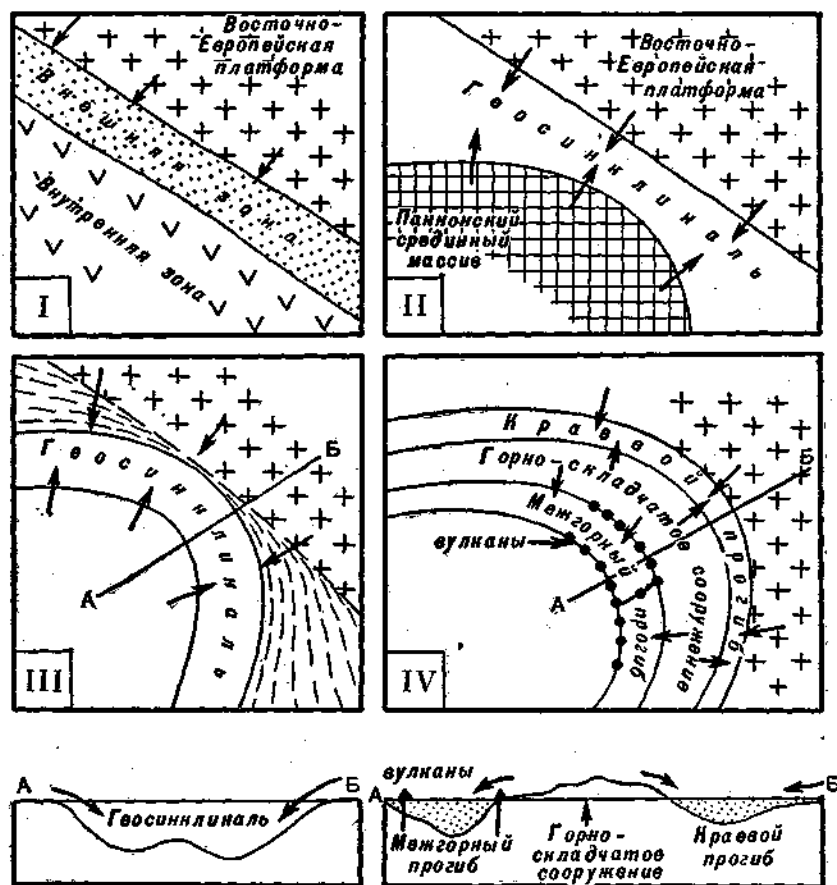


Рис. 115. Схемы развития Восточных Карпат на разных этапах. Стрелками показано направление сноса материала: I — рифейское время; II — герцинское время; III — альпийское время, геосинклинальный этап (ранний мел — олигоцен); IV — альпийское время, орогенный этап (неоген)

периодах в слабо дифференцированной тектонической обстановке на месте Восточных Карпат существовало мелководное море и накапливались маломощные карбонатные отложения. В раннемеловую эпоху заложился геосинклинальный прогиб Восточных Карпат, который с юга был ограничен Мармарошским поднятием и, по-видимому, кордильерой, существовавшей на месте современной Зоны Утесов (рис. 115, III). На северо-востоке по границе с Восточно-Европейской платформой протягивался глубинный шов, над которым впоследствии возник Предкарпатский краевой прогиб. Эволюция флишевой геосинклинали шла по пути усложнения ее внутренней структуры, образо-

вания частных поднятий и, наконец, полной инверсии тектонического режима в раннем миоцене.

### Полезные ископаемые

Полезные ископаемые в пределах Восточных Карпат связаны преимущественно с Предкарпатским краевым прогибом и Закарпатскими межгорными впадинами. Важнейшим полезным ископаемым является нефть, месторождения которой располагаются во внутренней зоне краевого прогиба в палеогеновых и миоценовых отложениях. Месторождения Бориславское, Долинское и другие приурочены к антиклинальным складкам на глубинах в первые километры. Газовые месторождения связаны с наиболее прогнутой частью внешней зоны краевого прогиба, где располагаются в отложениях тортонского яруса (Дашава, Стрый, Угерское и другие). К нефтяным месторождениям приурочены залежи озокерита (Бориславское).

В Предкарпатье в миоценовых отложениях краевого прогиба разрабатываются месторождения калийных солей — Калушское, Стебникское и поваренной соли — Дрогобычское. Крупные залежи галита известны в Солотвинской впадине Закарпатья. В самой внешней части Предкарпатского краевого прогиба, в тортонских отложениях находится крупное осадочное месторождение серы — Раздольское. В Закарпатских впадинах к среднемиоценовым отложениям приурочены месторождения бурого угля плохого качества (Ильницкое, Березинское). С неогеновым магматизмом связаны мелкие месторождения ртути (Вышково), алунита, золота и полиметаллов, перлитового сырья (Берегово) и многочисленные месторождения строительного камня.

### Геофизическая характеристика и глубинное строение

Геофизические поля мегантиклинория Восточных Карпат, Предкарпатского краевого прогиба и Закарпатских впадин резко различаются между собой. Магнитное поле мегантиклинория близко к нормальному, а гравитационное характеризуется большой отрицательной аномалией, ось которой располагается примерно сложным, но в целом положительным аномальным гравитационным полем, таким же, как и в пределах внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

Глубинный шов, разграничивающий Карпатское складчатое сооружение и Восточно-Европейскую платформу, выражен серией резких гравитационных ступеней и положительными магнитными аномалиями, возможно, связанными с внедрением по этому шву интрузий основной магмы. Пьенинская зона и близлежащая полоса к югу от нее характеризуются узкой зоной положительных гравитационных аномалий, сменяющейся слабой отрицательной, а затем вновь положительной аномалией с ярко выраженными максимумами в зоне горстового поднятия, а также в районах Ужгорода и Мукачево. Все эти аномалии, несомненно, обусловлены неогеновыми магматическими породами основного и среднего состава. Все аномальные физические поля Карпат, по мнению А. А. Борисова, отображают только альпийскую структуру региона.

В последние годы Восточные Карпаты были пересечены профилем ГСЗ (рис. 116, А). Максимальная мощность земной коры под Скибовой зоной и Внутренней зоной краевого прогиба превышает 60 км. Поверхность М образует под Карпатами ступенчатый прогиб, обусловленный рядом крупных глубинных разломов, по кото-

рым поверхности М и К резко смещаются. Так, в пределах платформы мощности гранитно-метаморфического и базальтового слоев земной коры примерно равны (по 20 км), но уже под внутренней зоной краевого прогиба базальтовый слой раздувается почти вдвое (до 40—42 км). Под внутренними зонами базальтовый слой несколько сокра-

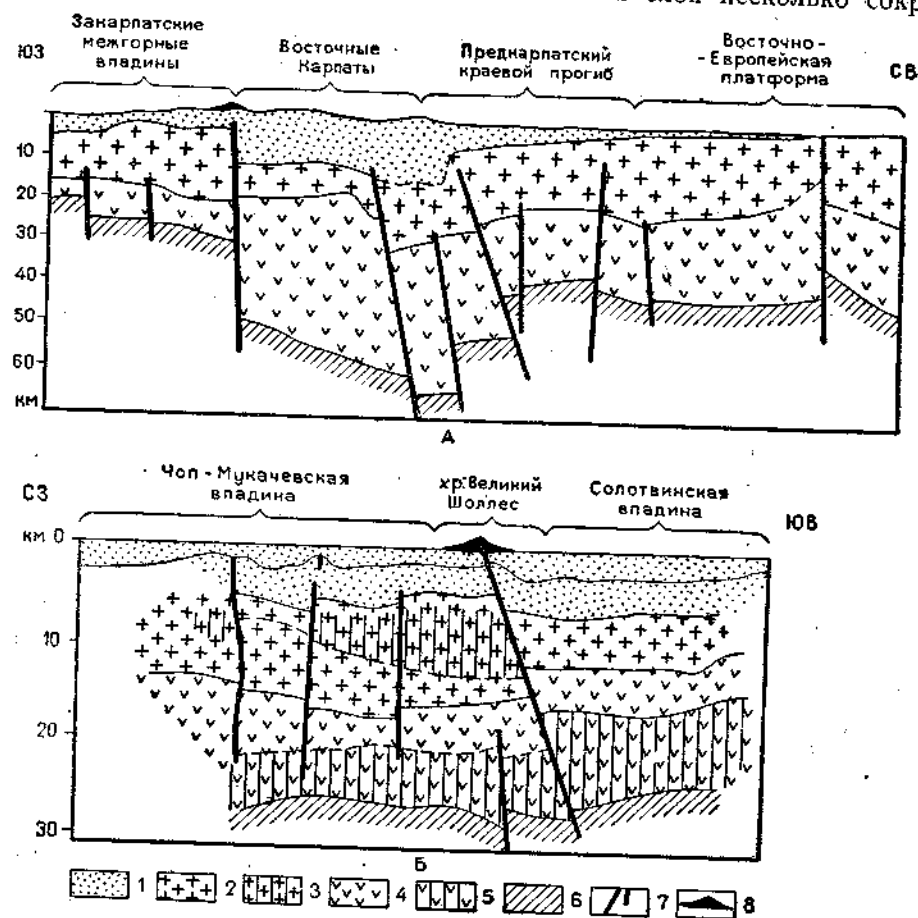


Рис. 116. Схема глубинного строения Восточных Карпат по данным ГСЗ (А) и сейсмологический разрез земной коры Закарпатских межгорных впадин, по В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову и др. (Б): 1 — кайнозой, мезозой и палеозой; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — зона пониженных скоростей в гранитно-метаморфическом слое; 4 — базальтовый слой; 5 — зона пониженных скоростей в базальтовом слое; 6 — подкоровый слой; 7 — разломы; 8 — неогеновые вулканические хребты

щается (до 30 км), но все равно в 3 раза превышает мощность гранитно-метаморфического слоя. По данным ГСЗ, прекрасно выражен глубинный разлом Зоны Утесов, по которому поверхность М поднята на 20 км. Под Закарпатскими впадинами мощность базальтового слоя сокращается до 10 км, а гранитно-метаморфический слой увеличивается до 20 км. Западнее, под Паннонским срединным массивом, поверхность М располагается на глубинах всего в 26—27 км, мощность базальтового слоя не превышает 5—10 км. В результате сейсмологических исследований в Закарпатье В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым

и другими были установлены участки пониженных скоростей как в гранитно-метаморфическом слое, так и в основании базальтового слоя, причем пространственно к ним приурочен вулканический неогеновый хр. Великий Шоллес (рис. 116, Б).

Таким образом, под Восточными Карпатами устанавливается «корень» гор и глубинные «швы», отделяющие их от Восточно-Европейской платформы и Паннонского срединного массива. Однако этот «корень» гор связан не только с альпийским сооружением, а образован в результате суммарного эффекта байкальского, палеозойского и альпийского геосинклиналильного этапов развития.

#### СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КОПЕТДАГА

В Закаспии, в пределах Туркмении располагается узкая полоса самых внешних структур Альпийского складчатого пояса Евразии — складчатая область Копетдага. По-видимому, она является восточным продолжением складчатого сооружения Кавказа, хотя в этом вопросе нет еще полной ясности. На территории СССР находится только северная часть складчатых цепей Копетдага с высотами не более 2 км. Северо-западнее Копетдага располагается невысокий хребт Малый Балхан, а за ним далее к северо-западу — более высокий Большой Балхан и совсем низкое плато Кубадаг. Южнее этих сооружений простирается Западно-Туркменская низменность.

Большая часть Копетдагской складчатой области располагается на территории Ирана. Вместе с Аладаг-Биналудской системой, отделенной от Копетдага глубинным разломом, она образует Туркмено-Хорасанские горы (рис. 117). Копетдаг сложен толщей юрских, меловых и палеогеновых отложений, суммарная мощность которых на западе превышает 9 км. Все эти отложения дислоцированы и нарушены мелкими разрывами. Самая внешняя зона Копетдага, находящаяся в пределах СССР, представляет собой коробчатый антиклинорий (Передовой хребт), который ограничивает с севера более внутреннюю дугообразную зону, обращенную выпуклой частью к северу. Выступы наиболее древних отложений приурочены именно к Передовому хребту.

Верхнеюрские отложения обнажаются лишь в ядрах отдельных антиклиналей и около г. Ашхабада представлены карбонатной сильно загипсованной толщей. Шире всего распространены меловые осадки. Низы нижнего мела представлены карбонатной толщей мергелей, известняков, доломитов с подчиненными прослоями песчано-глинистых пород. Аптский и альбский ярусы, напротив, сложены преимущественно терригенной толщей лишь с отдельными пачками мергелей и известняков. Мощность отложений нижнего мела достигает 4 км. Верхний мел, развитый в западном Копетдаге, подразделяется на терригенную нижнюю часть и карбонатную верхнюю и не превышает в мощности 2 км. Палеогеновые отложения, согласно залегающие на верхнемеловых и обладающие мощностью в 2,5 км, представлены песчаными, алевролитовыми, глинистыми, реже мергельными толщами. По направлению к юго-востоку в районе Бадхыза палеогеновые отложения уменьшаются в мощности до 1 км. Неогеновые морские отложения, пестрые по составу, с мощностью в первые сотни метров на западе, в юго-восточном Копетдаге замещаются мощной континентальной толщей.

Таким образом, разрез юрских, меловых и палеогеновых отложений Копетдага мощностью 9—10 км характеризуется полным отсут-



ствием флишевых толщ и проявлений магматизма. К востоку от Ашхабада мощности всех отложений быстро уменьшаются и, по существу, в районе Бадхыза Копетдагский геосинклинальный прогиб вырождается, обрываясь поперечным Тедженским разломом.

Комплекс основания Копетдагской геосинклинали обнажается только на территории Ирана, в Аладаг-Биналуде, где он представлен

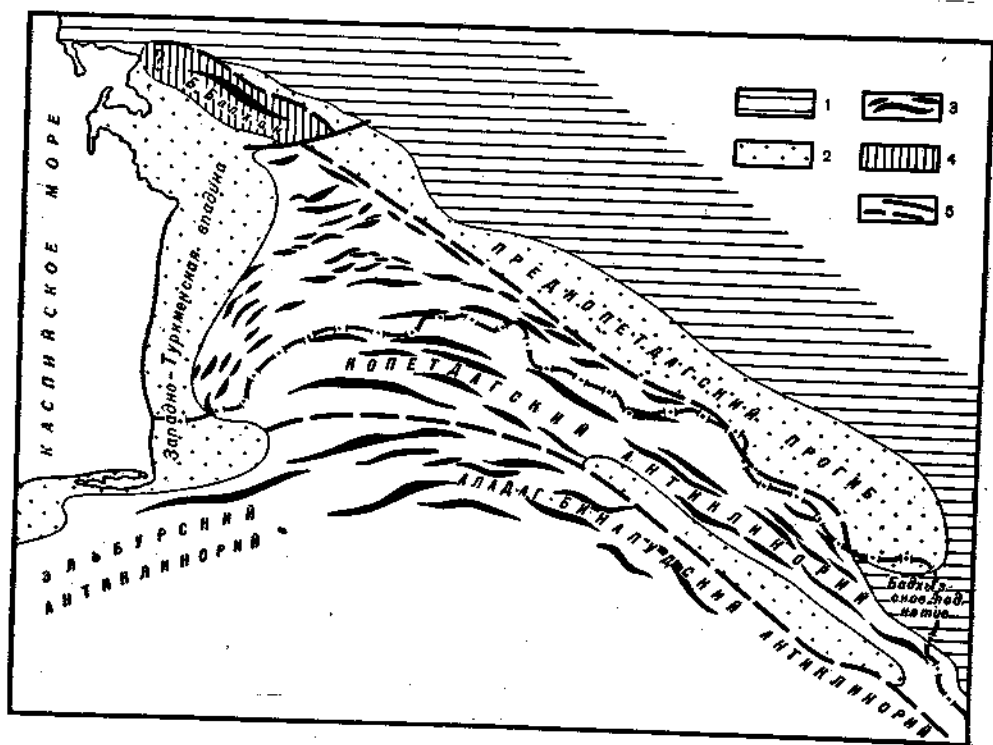


Рис. 117. Схема расположения основных структур Копетдага (по Г. И. Амурскому и др.): 1 — эпипалеозойская Туранская плита; 2 — краевые прогибы и межгорные впадины, сложенные мощной толщей позднекайнозойских отложений; 3 — альпийские сооружения Копетдага, испытавшие складчатость в среднем плиоцене; 4 — альпийское сооружение Большого Балхана, испытавшее складчатость в начале раннего мела; 5 — зоны разломов

каменноугольными, пермскими и триасовыми карбонатно-терригенными отложениями. Как полагает Г. И. Амурский, не исключено, что под краевым прогибом комплекс основания слагается вулканогенными породами и прорван основными и средними интрузиями.

Мегантиклинорий Копетдага образован довольно простыми складками, наклоненными к северо-востоку и местами надвинутыми в сторону Предкопетдагского краевого прогиба (рис. 118). Около Ашхабада амплитуда надвигания превышает 15 км. Именно здесь проходит крупнейший разлом, смещения по которому вызывают сильнейшие землетрясения, например Ашхабадское в 1948 г., причем очаги землетрясений приурочены к основанию осадочного чехла.

Перед фронтом горного сооружения Копетдага находится Предкопетдагский краевой прогиб, центриклинально замыкающийся у Большого Балхана и в районе Бадхыза и выполненный

мощной толщей преимущественно терригенных морских и континентальных олигоценовых, неогеновых и четвертичных отложений (рис. 119). Глубина залегания палеозойского фундамента в прогибе изменяется от 8,5 км на северо-западе до 11 км на юго-востоке. Кызыл-Арватский выступ с глубиной залегания фундамента около 5 км разделяет прогиб на две части. Отложения, выполняющие прогиб, по дан-

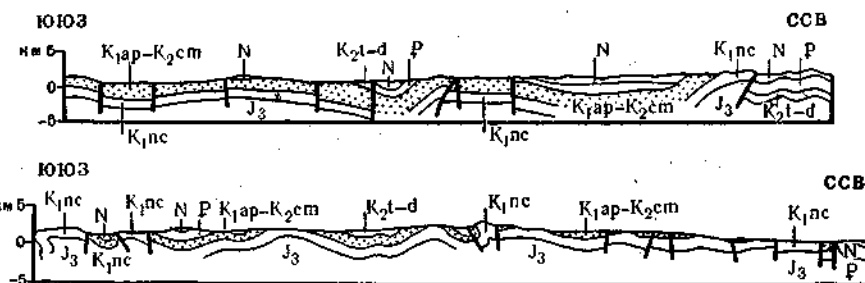


Рис. 118. Геологические профили Копетдага (по М. Л. Копп и Л. М. Расцветаеву)

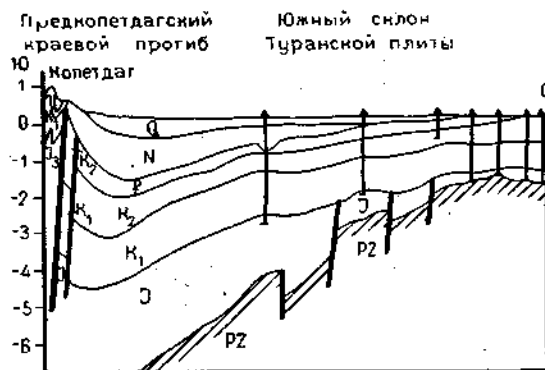


Рис. 119. Геологический профиль Предкопетдагского прогиба (по В. А. Спикину)

ным Л. М. Расцветаева, отчетливо подразделяются на три комплекса. Нижний комплекс (олигоцен — нижний миоцен) сложен морскими осадками: глинами, тонкозернистыми песчаниками с прослоями известняков-ракушнякав мощностью 0,6 км. Средний комплекс (средний — верхний миоцен) представлен более грубыми, пестроцветными, лагунно-континентальными отложениями: конгломератами, песчаниками, глинами (1,5—1,8 км). Верхний комплекс (плиоцен-четвертичный) характеризуется широким развитием грубых континентальных отложений (2 км): глыбовых конгломератов, песчаников и т. д. Общая мощность моласс краевого прогиба превышает 4 км.

Северо-западнее Копетдага располагаются два поднятия: Большой Балхан и Кубадаг, природа и тектоническая позиция которых вызывает споры. Большой Балхан располагается между Красноводским плато эпипалеозойской плиты и впадиной, принадлежащей Альпийскому поясу, и представляет собой сложную асимметричную антиклинальную складку с крутым северным и пологим южным крылом. В длину он превышает 100 км, в ширину достигает 50 км. В ядре складки обнажаются мощные (до 4 км) среднеюрские (байосские) темные глины с прослоями алевролитов, песчаников и углей в нижней части разреза. Верхняя юра представлена карбонатной и частично песчано-глини-

стой толщей (0,8 км), на которой трансгрессивно залегают терригенно-карбонатные породы неокома и глинисто-алевролитопесчаные отложения апта и альба общей мощностью до 1,5 км. На Большом Балхане развиты и верхнемеловые отложения, сходные с разрезом западного Копетдага, но в них фиксируется перерыв, приходящийся на сантонский и кампанский века. Выше залегает маломощный (0,4 км) палеоген, сложенный песчаниками и мергелями, записанными в верхах разреза. Таким образом, общая мощность мезозойских и кайнозойских отложений на Большом Балхане превышает 8 км, причем больше половины ее приходится на среднюю юру. Поднятие Кубадаг, напоминающее Минераловодский выступ Скифской плиты, характеризуется резко несогласным залеганием на палеозойских породах отложений верхней юры, мела и палеогена, разрезы которых очень похожи на разрезы Большого Балхана и прилегающих районов Туранской плиты.

По мнению Г. И. Амурского, К. В. Тиунова и других геологов, Большой Балхан представляет собой шовное поднятие, сформировавшееся на месте глубокого юрского прогиба, возникшего на палеозойском субстрате и, по существу, к началу мела прекратившего свое развитие, так как меловые и палеогеновые отложения несут платформенный характер и были вовлечены в поднятия лишь в позднеогеновое время. В такой трактовке Большой Балхан очень напоминает, например, моноклиналь Горного Крыма.

Поднятие Кубадаг как части Туранской плиты также происходило в плиоценовое время. Оба этих поднятия ограничены крупным разломом с юга, а Большой Балхан — также и с севера. Перед его фронтом располагается небольшой Предбалханский краевой прогиб, открывающийся к востоку в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

Между берегом Каспийского моря и складчатыми сооружениями Большого Балхана и западного Копетдага располагается глубоко погруженная Западно-Туркменская впадина, являющаяся, по существу, аналогом Нижне-Курунградской межгорной впадины и вместе с последней входящая в состав огромной Южно-Каспийской впадины, которая будет рассмотрена ниже. Западно-Туркменская впадина слагается мощнейшей толщей глинистых четвертичных осадков (1 км), песчано-глинистых отложений верхнего плиоцена (1 км), континентальными красноцветными отложениями нижнего и среднего плиоцена (до 4 км) и верхнемиоценовыми отложениями видимой мощностью более 0,2 км. Общая мощность кайнозойских отложений во впадине превышает 6—7 км, а максимальная глубина до фундамента определяется по сейсмическим данным в 13—14 км. В пределах самой впадины намечается несколько зон поднятий, веерообразно расходящихся к юго-западу от периклинально погружающихся структур западного Копетдага и как бы «обтекающих» с востока впадину Южного Каспия. Во всех этих зонах имеются многочисленные пологие брахиантиклинальные складки, группирующиеся в несколько линейных зон, с которыми связан грязевой вулканизм и крупные нефтяные месторождения, особенно на севере впадины (Челекен, Небит-Даг, Котур-Тепе). Все антиклинальные структуры являются конседиментационными, о чем свидетельствует резкое увеличение с глубиной наклона крыльев складок, уменьшение мощностей слоев на их сводах и т. д.

Южно-Каспийская впадина характеризуется огромной мощностью осадочных пород, достигающей юго-восточнее Апшерона почти 23 км. Не менее 12 км этой мощности приходится на отложения среднего плиоцена и четвертичные. Северное ограничение впадины намечается по системе складок общекавказского простирания, так на-

зываемой Апшероно-Прибалханской зоне поднятий, являющейся самой внешней зоной Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса на этом отрезке. В наиболее глубоководной «ванне» впадины Южного Каспия по данным ГСЗ предполагается почти полное отсутствие «гранитно-метаморфического» слоя земной коры, а в более периферических районах впадины он обладает сильно сокращенной мощностью. Ближе к восточному борту располагается крупная положительная гравитационная аномалия, интерпретация которой показывает, что в этом месте кровля консолидированной коры должна быть приближена к поверхности и залегать на глубинах около 10 км или даже меньше. Все это заставляет думать о существовании в пределах Южного Каспия древнего срединного массива, лишь в кайнозойское время вовлеченного в интенсивное погружение, как это было впервые показано Ю. Н. Годиным.

### Полезные ископаемые

В пределах Западной Туркмении находится группа известных месторождений нефти и газа — Челекен, Небит-Даг, Кумдаг и другие. Нефтегазоносными являются отложения среднего и верхнего плиоцена. Складчатое сооружение Копетдага бедно полезными ископаемыми. Известны лишь мелкие месторождения барита.

### Геофизическая характеристика и глубинное строение

Основные тектонические структуры Копетдага, по данным Г. И. Амурского, находят свое прямое отражение в характере гравитационного поля. Как правило, антиклинальным структурам отвечают положительные, а синклиналим — отрицательные аномалии. Разломы обычно выражены резкими гравитационными ступенями, интенсивность которых находится в прямой зависимости от амплитуды смещения. Положительная аномалия Передового хребта в плане образует изломанную линию, причем ее резким коленчатым изгибам соответствуют поперечные разломы. Также изгибаются и узкие положительные магнитные аномалии, приуроченные к этой зоне.

**Глубинное строение.** В последние годы были проведены сейсмические исследования методами ГСЗ и с помощью станций «Земля», которые показали, что как в южной части Туранской плиты, так и в пределах альпийского складчатого сооружения Копетдага строение земной коры остается практически неизменным, но вся она рассекается глубинными разломами на отдельные блоки, которые смещены относительно друг друга. Наиболее крупные разломы ограничивают узкую зону поднятий Передового хребта, в пределах которой все сейсмические горизонты испытывают некоторый скачок, тогда как в зоне Предкопетдагского краевого прогиба они, наоборот, опущены и фиксируют собой грабенообразную структуру. Внутренняя складчатая зона советского Копетдага на сейсмических профилях выглядит как единый блок земной коры, ограниченный на юго-западе Каспийским глубинным разломом. Поверхность М залегает на глубине в 37 км на южной окраине Туранской плиты, погружаясь до 45 км в Предкопетдагском прогибе, и снова поднимается до 36 км в зоне Передового хребта, так что смещение по разлому, ограничивающему с юга прогиб, превышает 8 км. Далее к югу поверхность М испытывает слабое погружение (до 40 км), что наблюдается и по другим горизонтам. Колебания мощности гра-

нитно-метаморфического и базальтового слоев весьма незначительны. Некоторые разломы, отмечаемые в нижних горизонтах земной коры, в верхних и в осадочном комплексе не прослеживаются геофизическими методами.

Данные ГСЗ по меридиональному профилю Карабогазский свод — Западно-Туркменская впадина, по мнению И. А. Резанова и С. С. Чамов, свидетельствуют о том, что мощность земной коры в пределах Карабогазского свода Туранской плиты составляет около 33—32 км. Все сейсмические границы горизонтальны. Разлом, отделяющий Северо-Балханский прогиб от Большого Балхана, выражен очень слабо и только в верхних горизонтах. Но зато южное крыло горста Большого Балхана, рассеченное системой сближенных вертикальных разломов, по поверхностям М и К быстро погружается более чем на 20—25 км.

Предбалханский прогиб фиксируется узким и глубоким грабенообразным прогибом, в котором поверхность М лежит на глубинах около 52 км, а его южное крыло также ограничено разломами, по которым поверхность М снова поднимается до глубины в 30—33 км. Весьма характерно, что на Большом Балхане все сейсмические границы, кроме поверхности М, затухают и почти не выявляются. Следует также подчеркнуть очень малую мощность (2—4 км) слоя со скоростями меньше 6,4 км/с, т. е. гранитного слоя в пределах Карабогазского свода и Западно-Туркменской впадины (4—5 км). Большому Балхану и Карабогазскому своду отвечает весьма интенсивный гравитационный максимум.

Таким образом, глубокий Предбалханский желоб, окаймляющий с юга Большой Балхан, прослеживается к западу и к востоку, причем особенно четко выражен его южный разлом. По мнению Г. И. Амурского, подобная структура очень похожа на соотношение структур Передового хребта Предкопетдагского краевого прогиба, при котором поднятие и желоб поменялись местами. Такое смещение происходит непосредственно восточнее Большого Балхана. В целом все эти структуры, прекрасно выраженные в поведении всех горизонтов земной коры, образуют узкую линейную шовную зону, разграничивающую эпипалеозойскую Туранскую плиту и внешние зоны Туркмено-Хоросанской горной области Альпийского складчатого пояса, несомненно, заложившуюся еще в доальпийское время. В отличие от большинства горно-складчатых сооружений, на Копетдаге наблюдается прямое соответствие рельефа земной поверхности и поверхности М, т. е. имеют место не «корни» гор, а, наоборот, «антикорни».

#### СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ПАМИРА

Самым восточным звеном Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса на территории СССР является высокогорное сооружение Памира, в котором сближаются грандиозные горные хребты Центральной Азии. Изучение геологического строения Памира связано с именами И. В. Мушкетова, К. И. Богдановича, Д. В. Наливкина, А. П. Марковского, В. А. Николаева, В. И. Попова, В. М. Сеницына, М. М. Кухтикова, Б. П. Бархатова, С. В. Руженцева и многих других. В последние годы территория Памира была наиболее детально обследована геологами Управления геологии Таджикской ССР. В географическом отношении Памир подразделяется на Восточный и Западный, но геологически в нем могут быть выделены три или даже четыре части, характеризующиеся различной историей развития и структурой (рис. 120).

Северный Памир ограничен с севера зоной распространения мезозойских отложений на северном склоне Заалайского и Дарвазского хребтов. От герцинид Южного Тянь-Шаня Памир отделяется крупным надвигом. С юга его обрамляет Центрально-Памирский разлом. Северный Памир закончил геосинклинальное развитие и подвергся складчатости в конце позднего палеозоя — раннем мезозое и в альпийском этапе играл роль жесткого краевого геосинклинального поднятия.

Центральный Памир, ограниченный с юга зоной Рушанско-Пшартского разлома, представляет собой сложное складчатое сооружение, испытывавшее геосинклинальное развитие с раннего карбона до поздней юры. В его пределах существовал ряд зон, история развития которых была резко отличной. Одна из нерешенных проблем геологии Центрального Памира заключается в датировке мощных метаморфических толщ Музкольского хребта.

Юго-Восточный Памир похож на Центральный и его выделение в самостоятельную зону нередко оспаривается. Геосинклинальный этап развития продолжался здесь также с раннего карбона до поздней юры, когда произошла складчатость и поднятие территории.

Юго-Западный Памир — это докембрийская структура, игравшая роль консолидированной глыбы внутри Альпийского пояса и подвергшаяся мезозойским и кайнозойским глыбовым деформациям.

Б. П. Бархатов считает Юго-Западный Памир типичным срединным массивом. Широким развитием на Памире пользуются разновозрастные интрузии гранитоидов. Кратко рассмотрим особенности геологического строения этих четырех зон.

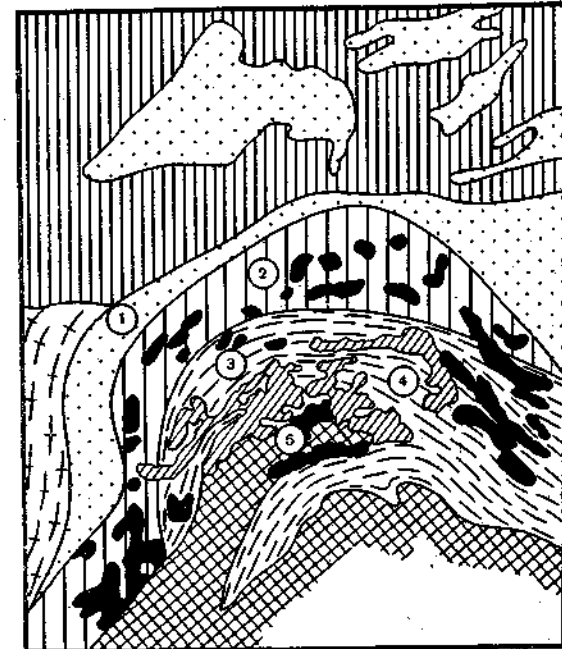


Рис. 120. Схема расположения основных структур Памира:

1 — прогибы и впадины, выполненные мощными толщами верхнекайнозойских отложений; 2 — Таджикская впадина; 3 — складчатые сооружения, возникшие на месте геосинклинальных прогибов, замкнувшихся к раннему мезозою; 4 — герцинидские складчатые сооружения, в альпийский этап игравшие роль геосинклинальных поднятий; 5 — герциниды Южного Тянь-Шаня; 6 — гранитоиды альпийские (а) и герцинидские (б); 7 — выступы древних метаморфических пород — срединные массивы (?). Цифры в кружках обозначают основные структуры: 1 — Предпамирский краевой прогиб; 2 — зона Северного Памира; 3 — зона Центрального Памира; 4 — зона Юго-Восточного Памира; 5 — зона Юго-Западного Памира

## Геологическое строение

**Северный Памир.** В основании разреза залегает толща кристаллических сланцев и парагнейсов (2 км), возраст которой условно определяется как верхнепротерозойский — нижнепалеозойский. На ней согласно располагаются отложения ордовика, представленные филлитами, глинистыми сланцами, известняками, основными эффузивами (1,6—2 км). Силур и девон распространены лишь локально. Общая их мощность не превышает 1—1,2 км, представлены они филлитами и карбонатными породами — известняками. Гораздо шире развит карбон, в котором выделяются все три отдела, и преимущественным распространением пользуются терригенные и вулканогенные породы при подчиненной роли карбонатных. Каменноугольные отложения залегают на более древних с несогласием, и разрезы карбона заметно дифференцированы по площади. В северной зоне карбон представлен наиболее полно. Нижний отдел сложен переслаивающимися андезитовыми и базальтовыми порфиритами, кератофирами, такого же состава туфами, туфобрекчиями, агломератами и осадочными породами: конгломератами и алевролитами с линзами известняков. Мощность нижнего карбона более 7 км, но на востоке этой зоны она уменьшается до 2 км. Средний и верхний карбон залегают на нижнем с резким несогласием, их мощность колеблется от первых сотен метров до 1,5 км, представлены они алевроито-песчаниково-карбонатной флишовой толщей с редкими прослоями туфогенных пород. Следует подчеркнуть, что стратиграфия этих отложений разработана еще очень плохо. В южной зоне вулканы практически исчезают из разреза нижнего карбона.

Пермские отложения обычно согласно ложатся на каменноугольные. В северной зоне преобладают туфогенно-песчано-алевролитовые породы нижней перми (3 км) и песчано-конгломерато-глинистые породы верхней перми (4 км) с покровами порфиритов, пачками туфов и туфобрекчий, образовавшихся в континентальных и лагунных условиях. В более южных участках Северного Памира пермь представлена терригенно-вулканогенными, рифогенными известняковыми и грубообломочными толщами пород и флишовой толщей общей мощностью более 5 км. В разных местах в верхнепермских отложениях фиксируются несогласия, указывающие начало складкообразовательных движений. Триасовые отложения тесно связаны с верхнепермскими, хотя местами между ними и отмечаются несогласия. Представлены они континентальными толщами песчаников, конгломератов, глин, кислых эффузивов, т. е. типичными молассами.

Юрские, меловые и кайнозойские отложения развиты локально, залегают с несогласием на более древних породах и представлены континентальными обломочными породами с изменчивой мощностью (от 1 до 3,5 км).

Таким образом, развитие Северного Памира весьма своеобразно. В течение палеозойского этапа накопилось более чем 12 км осадков. Интенсивный вулканизм имел место лишь в раннем карбоне. В поздней перми и триасе отчетливо выявляется формирование молассовых толщ, знаменующих собой орогенез, складчатость и прекращение геосинклинального режима. В конце палеозоя происходит внедрение многофазных интрузий гранитоидов. В мезозое и кайнозое, до неогена, на фоне общего поднятия лишь отдельные участки Северного Памира испытывали опускание. В неогене начались интенсивные воздымания, сопровождавшиеся накоплением толщ конгломератов (до 1 км). Следовательно, в альпийский период Северный Памир был приподнятым

складчатым сооружением, в пределах которого альпийские движения имели преимущественно глыбовый характер.

**Центральный Памир** сложен разнообразным комплексом отложений, стратиграфия которых изучена плохо. Основная проблема заключается в определении возраста мощных метаморфических толщ, слагающих Музкольский, Рангульский и Язгулемский хребты. Одни исследователи, например Б. П. Бархатов, приписывают им докембрийский или нижнепалеозойский возраст, другие (М. С. Дюфур, В. А. Попова, Т. Н. Кривец) отрицают их докембрийский возраст и считают, что альпийскому метаморфизму, завершившемуся всего 15—37 млн. лет тому назад, подверглись отложения начиная с каменноугольных и кончая юрскими включительно. Если последнее предположение правильно, то тогда в Центральном Памире выделяется относительно маломощный (1,5—4 км) комплекс карбонатных и реже терригенно-карбонатных отложений кембрия, ордовика, силура и девона, слагающих фундамент, на котором заложилась позднепалеозойская геосинклиналь.

Каменноугольные отложения представлены толщей чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков (нижний и средний отделы) мощностью от сотен метров до 2,5 км. Верхний карбон слагается маломощными (0,2—0,3 км) известняками. Пермские отложения в Центральном Памире выделяются условно. По-видимому, в разрезах присутствуют нижний и верхний отделы, отложения которых образуют толщу филлитов, алевролитов, песчаников и известняков (0,3—1,5 км). Нижний и средний триас представлены преимущественно известняками и мергелями (0,4 км), а верхний триас — темными глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками с отпечатками наземных растений (до 2 км). Отложения нижней и средней юры обычно согласно лежат на триасовых и также слагаются глинисто-песчаниковой толщей мощностью до 1,5 км. На юге Центрального Памира к нижней юре относится толща кислых и средних эффузивов и их туфов. Для ранней и средней юры выделяются две подзоны: северная, для которой характерны морские терригенные отложения, и южная с красноцветными лагунно-континентальными толщами пород. Верхняя юра повсеместно представлена однообразными карбонатными породами (0,3—0,5 км).

Присутствие нижнемеловых отложений в Центральном Памире является спорным. К ним условно могут быть отнесены континентальные красноцветные толщи песчаников, но не исключено, что возраст их более молодой. Вероятно, в течение раннего мела вся эта область была приподнята, а накопившиеся отложения подверглись складчатости. Верхний мел представлен маломощными известняками (до 0,5 км), местами мраморизованными, несогласно залегающими на более древних породах. В палеогене на фоне резко дифференцированных тектонических движений в приразломных впадинах накапливались континентальные красноцветные обломочные толщи песчаников, конгломератов, а также мощные вулканогенные образования. Возраст последних, изученных В. И. Будановым и В. И. Дроновым, определяется как верхнесенонский — среднепалеогеновый (?), причем выделяются две толщи. Нижняя мощностью до 2 км слагается преимущественно андезитами и их пирокластами, а верхняя представлена субщелочными базальтами (до 0,5 км).

В пределах Центрального Памира широко развиты сложные, многофазные интрузии юрского и послемелового возраста, изученные В. И. Будановым и другими. Вначале внедрялись габбро, габбро-дио-

риты, сменяющиеся далее диоритами, гранодиоритами, разнообразными гранитами и, наконец, лейкократовыми двуслюдяными гранитами.

Таким образом, наиболее существенная особенность Центрального Памира заключается в том, что до раннего карбона накапливались относительно маломощные толщи пород. В раннем карбоне заложены геосинклинальные прогибы, замкнувшиеся в поздней юре. Следовательно, в этой зоне отсутствует герцинское складчатое основание. Геосинклинальный режим в поздней юре уступил место орогенному, но грубые молассовые толщи формировались лишь в палеогене. В разрезах преобладают терригенные породы при подчиненном значении карбонатных. Вулканизм развит весьма слабо. По мнению С. В. Руженцева, альпийская складчатость, которая привела к формированию сложной надвигово-покровной структуры, имела место в неогене уже после воздымания горного сооружения. Центральный Памир резко отличается от уже известных нам альпийских складчатых сооружений необычно ранним (ранний карбон) началом геосинклинального развития, редуцированностью поздних стадий, ранним орогенезом (мел — палеоген), резким усилением тектонических движений и новой складчатостью в неогене.

Юго-Восточный Памир обладает сходством геологического строения с Центральным. Комплекс основания, который, по мнению Б. П. Бархатова, залегает в этом районе неглубоко, представлен протерозойскими и нижнепалеозойскими метаморфическими породами. Однако не исключено, что их возраст может оказаться и верхнепалеозойским. На этих отложениях залегает собственно геосинклинальный комплекс (нижний карбон — верхняя юра). Каменноугольные, пермские и триасовые отложения представлены песчано-сланцевой и карбонатной, местами флишовой толщей пород общей мощностью до 6—7 км, разрезы которой резко меняются в различных зонах. Стратиграфия этих отложений разработана еще плохо. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие вулканических пород, присутствующих только в отдельных горизонтах.

В позднем триасе в Юго-Восточном Памире происходит складчатость, и юра повсеместно залегает с резким угловым несогласием на более древних отложениях. В северных районах известен почти полный разрез юры, представленный карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями мощностью до 2—2,5 км. В южных — распространена лишь средняя и верхняя юра. В поздней юре или в мелу (?) вся территория испытала поднятие и новую складчатость. К палеогену условно относят грубообломочные породы с кислыми туфами (0,5 км). Интрузии в Юго-Восточном Памире распространены незначительно. Выделяются донижнеюрские и юрско-меловые небольшие диоритовые, гранодиоритовые и гранитоидные массивы.

По поводу тектонической структуры Юго-Восточного Памира нет единого мнения. Некоторые геологи, например С. В. Руженцев, придают большое значение надвиговому, покровному и сдвиговому нарушениям, сформировавшим сложную чешуйчатую структуру. Другие (Б. П. Бархатов) считают, что Юго-Восточный Памир представляет собой крупный мегасинклиниорий, осложненный многочисленными более мелкими складками, с широким развитием крутопадающих разрывов.

Таким образом, геосинклинальное развитие Юго-Восточного Памира фиксируется с раннего (?) карбона до позднего триаса. Юрские отложения образуют самостоятельный структурный этаж, отложения которого утрачивают геосинклинальные черты. Однако в меловое, а

также в неогеновое время имеют место складкообразовательные движения. Следовательно, по сравнению с типичными альпидами наблюдается более раннее прекращение геосинклинального режима, растягивание орогенного этапа, несколько эпох складчатости.

Юго-Западный Памир характеризуется развитием исключительно метаморфических пород общей мощностью не менее 10 км, прорванных разновозрастными гранитоидными интрузиями. Отложения представлены разнообразными гнейсами с подчиненными прослоями кристаллических сланцев, мраморов, с широким развитием мигматитов. Всю эту толщу условно подразделяют на девять свит, однако их возраст точно не определяется. Многие геологи отстаивают их докембрийский (рифейский?) возраст, но есть мнение об их нижне-среднепалеозойском возрасте, высказанное еще в 30-х годах С. И. Клушниковым, впервые разработавшим стратиграфическую схему для этого района. Не решен вопрос и о возрасте главной фазы метаморфизма, а также роли альпийских движений. В отдельных местах и на различных высотах на комплексе метаморфических пород сохранились обрывки крайне маломощных отложений, условно датированных триасом, юрой и олигоцен-неогеном. Гранитоидные массивы и связанные с ними мигматиты предположительно разделяются на докембрийские и юрско-меловые, причем среди последних находится огромный Шугнанский интрузив длиной более 200 км, прорывающий, по данным Н. А. Хорева, триасовые отложения.

В тектоническом отношении Юго-Западный Памир представляет массив, по-видимому, ограниченный на севере зоной разломов, с которой связаны гранитоидные интрузии. Его внутренняя структура выглядит сравнительно простой и образована серией открытых пологих складок. Однако на этом фоне наблюдаются и очень сложные складки, связанные с течением вещества.

Таким образом, Юго-Западный Памир резко отличается от всех остальных описанных зон и, скорее всего, является крупным внутренним массивом ранней (байкальской?) консолидации в пределах Альпийско-Средиземноморского пояса.

**Выводы.** Памир совершенно не похож на такие альпийские складчатые сооружения, как Восточные Карпаты, Кавказ и Копетдаг. По-видимому, палеозойские геосинклинальные прогибы Памира заложены на эпибайкальском массиве. Северный Памир, по существу, испытывал субплатформенное развитие вплоть до раннего карбона, начиная с которого и до поздней перми в его пределах развивался геосинклинальный прогиб. Подвергшись складчатости в конце перми — начале триаса, Северный Памир в альпийский этап развития существовал как крупное геоантиклинальное поднятие и был втянут в новейшее воздымание в неогеновое время. В Центральном и Юго-Восточном Памире геосинклинальный этап продолжался с раннего карбона и до поздней юры, причем в этих зонах нет никаких следов герцинской складчатости. Орогенный этап развития приходится здесь на мел — палеогеновое время с возобновлением интенсивных движений в неогене. Следует отметить широкое развитие вулканизма в течение этого этапа и почти полное отсутствие собственно геосинклинального вулканизма. По существу, эти районы должны относиться к областям мезозойской складчатости. Однако в неогене вновь интенсивно проявились тектонические деформации. Такой ход геологического развития является необычным для альпид юга Европы. Может быть здесь в какой-то степени сказывается приближение к Тихоокеанскому поясу, где большую роль играют именно мезозойские движения.

## Полезные ископаемые

Месторождений на Памире обнаружено сравнительно мало и они небольшие по размерам. Известны проявления вольфрама и молибдена, приуроченные к мезозойским гранитам Юго-Восточного и Центрального Памира. В этих же районах имеются зоны оловоносной, медно-кобальтовой, сфалеритовой и галенитовой минерализации, а также месторождения драгоценных и поделочных камней: лазурита, рубина, граната, шпинели, горного хрусталя. Встречены также небольшие залежи каменного угля и бокситов.

## Глубинное строение

В геофизическом отношении Памир изучен еще слабо. Магнитное поле близко к нормальному или слабоотрицательно. Гравитационное поле характеризуется огромной депрессией силы тяжести, общей для высокогорья Средней Азии. По данным ГСЗ земная кора на Памире достигает 70 км на юге и 55—60 км на севере, т. е. обладает мощностью, не имеющей себе равных в других складчатых областях. Гранитно-метаморфический слой имеет мощность в 35—40 км. Крупнейшие разломы Памира хорошо фиксируются ГСЗ и прослеживаются в верхнюю мантию, смещая на первые километры поверхность М.

## Основные черты геологического строения Альпийско-Средиземноморского пояса на территории СССР

После рассмотрения геологического строения горно-складчатых сооружений Копетдага и Памира, а также Туранской плиты, южная часть фундамента которой входит в состав Альпийско-Средиземноморского пояса, уместно сделать некоторые общие выводы, касающиеся геологического строения пояса в целом. Молодые горные сооружения в его пределах хорошо обособляются от равнинных участков древних платформ и молодых плит, расположенных севернее. Это обособление произошло лишь в неогеновое и четвертичное время, в орогенный этап развития. Геосинклинальный пояс Тегис возник за счет раздробления огромной древней, по-видимому, добайкальской платформы. В тех пределах, в которых пояс попадает на территорию СССР, он заложился, скорее всего, на байкальском складчатом основании. О каледонском этапе развития известно очень мало, по-видимому, в ряде мест происходили погружения, зато большую роль играли герцинские тектонические движения, магматизм и метаморфизм. Ряд герцинских геосинклиналей, испытав складчатость в позднем палеозое, в дальнейшем превратились в стабильные складчатые зоны (Лабино-Малкинская зона, Северный Памир). Протяженная полоса герцинид, слагающая фундамент Скифской и южной части Туранской плит, образует внешнюю зону Альпийско-Средиземноморского пояса, отдельные участки которой оказались втянутыми в неогене в сводовые поднятия. Альпийские геосинклинали закладывались на различном фундаменте. В одних случаях это были герцинские складчатые сооружения, в других — палеозойские срединные массивы, в третьих — геосинклинальное развитие было сквозным (западная часть зоны Южного склона Большого Кавказа).

Альпийский геосинклинальный комплекс на Восточных Карпатах начинается с нижнего мела, в Крыму — со среднего (?) триаса, на Кавказе — с нижней юры, так же как и в Копетдаге. На Памире геосин-

клинальный комплекс охватывает интервал от нижнего карбона до верхней юры включительно, чем резко отличается от других районов. В течение триаса и юры на Восточных Карпатах существовал своеобразный вялый тектонический режим, близкий к платформенному (квази-платформенный). Такой же режим был в пределах Горного Крыма в течение большей части мела и палеогена. Таким образом, по возрасту и характеру комплекса основания, времени заложения и объему геосинклинальных комплексов, а также по стилю развития на орогенном этапе геосинклинали Альпийско-Средиземноморского пояса в пределах СССР довольно сильно отличаются между собой.

В разные моменты мезозойской эры в пределах Альпийско-Средиземноморского пояса происходили энергичные тектонические движения, местами сопровождавшиеся гранитоидным магматизмом. Так, на рубеже триаса и юры имела место складчатость в Северной Добрудже и в Горном Крыму. В предкелловейское время устанавливаются значительные движения с гранитоидным магматизмом на Большом Кавказе, в Крыму. Наконец, в Центральном и Юго-Восточном Памире интенсивная складчатость проявилась в позднеюрское и раннемеловое время. Таким образом, даже в пределах СССР в целом проявляется тенденция возрастания роли мезозойских движений в восточном направлении, что, по мнению В. Е. Хаина, обусловлено приближением к Тихоокеанскому сегменту Земли, где мезозойские движения проявились наиболее энергично.

Основная, заключительная складчатость в альпийских геосинклиналях приходится на поздний палеоген — неоген, но в разных прогибах она проявлялась не одновременно. Надвигово- и покровообразовательные имели место в Восточных Карпатах, в Копетдаге и на Памире. На Кавказе это явление было ограничено в масштабе.

На территорию СССР попадают лишь самые внешние зоны пояса, поэтому, за исключением внутренних зон Малого Кавказа, собственно геосинклинальный магматизм как в эффузивной, так и в интрузивной форме проявился слабо и неравномерно. То же самое относится и к орогенному вулканизму, который в наиболее мощной форме был выражен лишь в полосе Транскавказского поперечного поднятия. Орогенный вулканизм проявился также и в тылу Восточных Карпат, где он локализовался вдоль глубинного тектонического шва. Сооружения Горного Крыма, Копетдага и Памира совершенно лишены проявлений орогенного вулканизма.

Почти на всем протяжении Альпийско-Средиземноморского пояса перед его горным фронтом развиты асимметричные краевые прогибы, накладывающиеся своими внешними зонами на эпипалеозойские плиты или эпикарельскую Восточно-Европейскую платформу (Восточные Карпаты) и выполненные мощными толщами песчано-глинистых отложений, с которыми связана промышленная нефтегазоносность. Самые внешние зоны альпийских эпигеосинклинальных сооружений, кроме Большого Кавказа, испытывают надвигание в сторону внутренних зон краевых прогибов, а в ряде случаев и последние подвергаются складчатости с вергентностью, направленной в сторону платформ.

Важной особенностью пояса является присутствие в нем ряда срединных массивов, из которых в пределы СССР попадает Закавказский и крайней своей восточной периферией — Паннонский. Эти массивы на орогенном этапе развития подверглись опусканию и раздроблению, а на их месте формировались межгорные впадины. Лишь в отдельных местах, например в Дзирульском выступе Закавказского массива, наблюдались восходящие движения.

Весьма интересная черта строения пояса заключается в существовании глубоководных морских впадин типа Черноморской и Южно-Каспийской, в которых по геофизическим данным устанавливается мощный осадочный слой, лежащий непосредственно на геофизическом «базальтовом» слое, при исчезновении «гранитно-метаморфического» и при наличии положительных изостатических аномалий.

Все альпийские горные сооружения характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями Буге и присутствием «корня» гор. Однако прогиб поверхности М не под всеми сооружениями одинаков. Максимальной мощности (до 72 км) земная кора достигает на Памире, а на Кавказе глубина «корня» гор явно меньше, чем это должно было бы быть при достижении изостатического равновесия, и продолжающееся поднятие Большого Кавказа идет «антиизостатическим» путем. Во всех структурах Альпийско-Средиземноморского пояса большую роль играют продольные и поперечные разломы, часть из которых, как это можно судить по результатам ГСЗ, проникает ниже поверхности М и смещает последнюю на десятков и более километров, что свидетельствует о глубинной природе этих разломов, проявлявших себя не только в альпийское, но также и в палеозойское время.

## Глава 10. Тихоокеанский пояс

### Общая характеристика

В пределы Тихоокеанского пояса включается огромная территория, особенности геологического строения которой дали основание противопоставлять его Атлантическому сегменту земной коры. Из материковых стабильных участков — платформ, — спаянных разновозрастными складчатыми поясами. Центральная часть Тихоокеанского сегмента занята акваторией Тихого океана — древнейшей впадиной, обрамляющейся разновозрастными геосинклинальными областями. По окраинам океана происходило не только наращивание континентальной коры за счет океанической, но, по-видимому, и противоположные процессы. Тихоокеанский пояс, заложенный в позднем (?) протерозое, резко отличается от поясов Атлантического сегмента земной коры по своему структурному плану, стилю геологического развития, магматизму и металлогении. Исключительно сильное развитие магматизма, наличие протяженных зон с месторождениями золота, серебра, олова, меди, вольфрама, система глубоководных желобов, наличие зон Заварицкого — Беньофа и связанных с ними глубоководных землетрясений, зона перехода от континентальной коры к океанической — все это делает Тихоокеанский пояс с геологической точки зрения неповторимым.

На территорию СССР попадает лишь северо-западная часть пояса, в пределах которой располагаются фрагменты древних платформ и областей палеозойской складчатости (рис. 121). Но в основном в его пределах выделяются области мезозойской и кайнозойской складчатости. На северо-востоке СССР располагается Верхояно-Чукотская область мезозойского возраста. Такой же возраст имеет и Сихотэ-Алиинская складчатая область. В районе Шантарских островов и Удской губы, в западной части Охотского моря в глубь Азиатского континента отходит своеобразный, «апофиз» мезозойского возраста — Монголо-Охотская складчатая область, вырождающаяся и слепо заканчивающаяся на территории Монголии. Однако принадлежность этой

области к мезозойским оспаривается. Наиболее внутреннюю часть Тихоокеанского пояса занимает область кайнозойской складчатости. Северо-западная часть Тихоокеанского пояса в геофизическом отношении изучена крайне неравномерно, поэтому характеристика геофизических

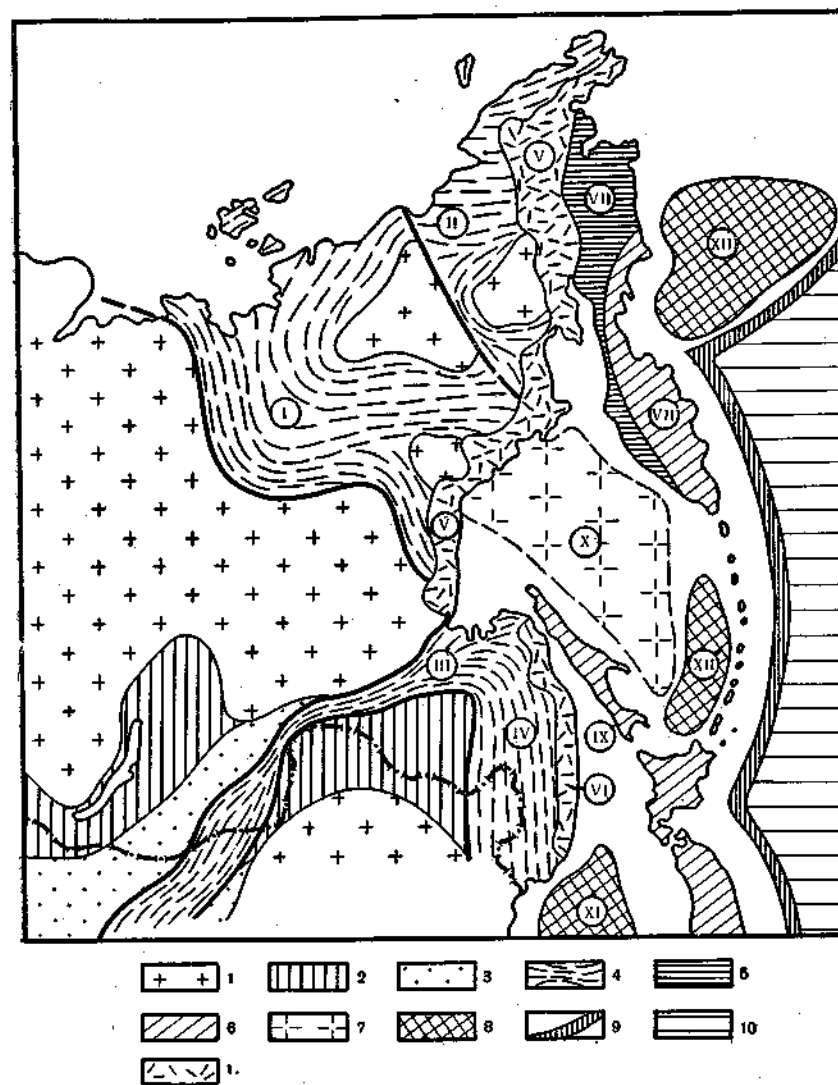


Рис. 121. Схема строения северо-западной части Тихоокеанского пояса: 1 — области дорифейской складчатости; 2 — байкалиды; 3 — салаириды (ранние каледониды). Тихоокеанский пояс: 4 — мезозойские: I — Верхояно-Колымская область; II — Чукотская область; III — Монголо-Охотская область; IV — Сихотэ-Алиинская область. Вулканические пояса: V — Охотско-Чукотский; VI — Сихотэ-Алиинский. 5 — ларамиды: VII — Анадыро-Корякская область. 6 — области кайнозойской складчатости: VIII — Олиторско-Камчатско-Курильская; IX — Сахалинская. 7 — гипотетический дорифейский массив; X — Охотский. 8 — впадины, лишённые гранитно-метаморфического слоя; XI — Японского моря; XII — Южно-Охотская; XIII — Берингово море. 9 — глубоководный желоб, 10 — глубоководная часть Тихого океана с корой океанического типа, 11 — кислые и средние вулканы

полей и глубинного строения этой территории будет рассмотрена в конце раздела в целом для всего региона, что позволит более четко представить отличия в строении земной коры областей разновозрастной складчатости.

### ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Геологическое строение областей мезозойской складчатости еще во многом неясно. Общими чертами, присущими всем этим областям, являются следующие: 1) наличие в их пределах срединных массивов; 2) широкое развитие, начиная с верхнего палеозоя, однообразных терригенных отложений, при явно подчиненной роли вулканогенных и карбонатных; 3) начало последнего геосинклинального этапа в позднем палеозое; 4) широкое распространение гранитоидного магматизма, кислого и среднего вулканизма в орогенном этапе; 5) завершающая складчатость, имевшая место в интервале средняя юра — поздний мел.

#### ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Мезозойские Верхояно-Чукотской области на западе граничат с Сибирской платформой вдоль Предверхоанского краевого прогиба. С юга они ограничены Алданским шитом этой же платформы, а на востоке обрезаются грандиозным Охотско-Чукотским вулканическим поясом, который на северо-востоке отделяет мезозойские Анадыро-Корякской области более молодой, ларамийской складчатости. Несомненно, что мезозойские структуры продолжаются на какое-то расстояние и в пределы Северного Ледовитого океана, обнажаясь на островах Врангеля, Де-Лонга, Новосибирских и других. Геосинклинальный комплекс мезозойский складывается толщей пород начиная со среднего карбона и кончая низами верхней юры. Все более древние отложения представляют собой тот фундамент, на котором заложились мезозойские геосинклинали. Однако соотношение геосинклинального комплекса с комплексом основания в разных местах может быть различным. В одних случаях между ними имеется резкое несогласие, в других оно практически не выражено.

#### Тектоническое районирование

В пределах Верхояно-Чукотской области выделяются различные структурные элементы: массивы древней консолидации, антиклинории и синклинории (рис. 122). К первым относятся Колымский (1), Охотский (2), Омолонский (3), Анадырский (4). Относительно Колымского массива в последнее время развернулась дискуссия, и некоторые геологи отрицают его существование. Колымский и Омолонский массивы, по-видимому, образуют единый массив, разделенный мезозойским прогибом. На всех массивах рифейские отложения мощны и залегают очень полого. Центральную часть Верхояно-Чукотской области занимает Колымский массив, обрамляющийся узкими поднятиями, сложенными рифейскими и палеозойскими отложениями, которые, как и массивы, образуют основание мезозойского геосинклинального комплекса. На севере расположено Полоусненское (10), на юго-западе — Тас-Хаяхтасское (9) и Омулеское (8), на востоке — Приколымское поднятие. Последнее, по существу, может рассматриваться как окраинная часть Колымского массива, подвергшаяся тектонической переработке.

Структуры, в которых на поверхность выведены древние отложения, находятся и на западе области мезозойской (с севера на юг). Это следующие поднятия: Быковское (7), Сетта-Дабанское (6), Юдомо-Майское (5). На северо-востоке расположено Чукотское (11) поднятие. Все остальное пространство занято мощным геосинклинальным комплексом мезозойской, в пределах которого выделя-

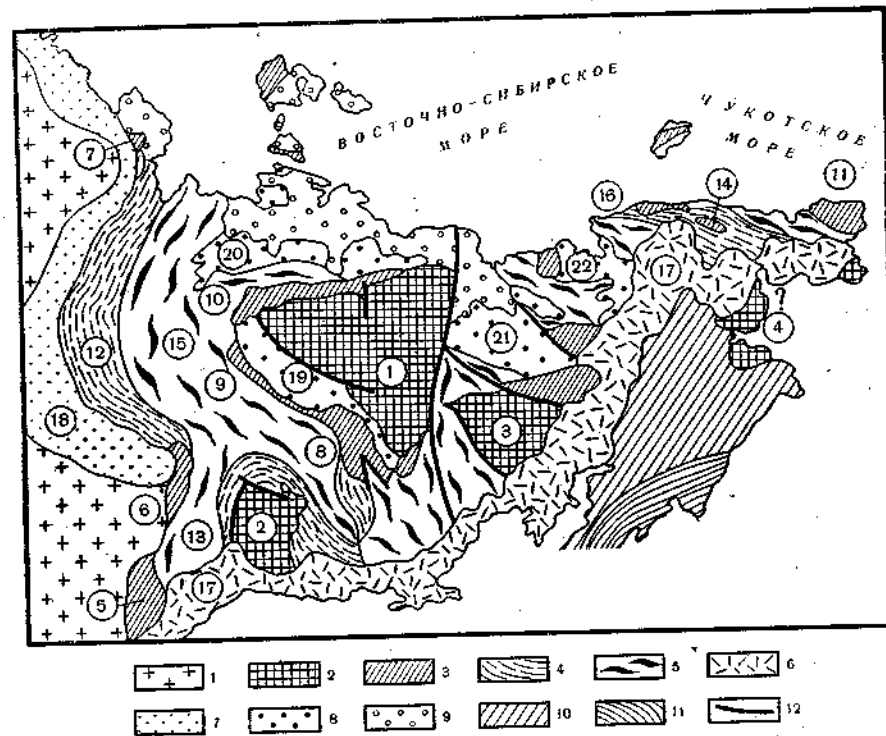


Рис. 122. Схема основных структур Верхояно-Чукотской области мезозойской складчатости (по С. М. Тильману, В. Ф. Белому и др.): 1 — Сибирская платформа; 2 — массивы дорифейские; 3 — поднятия, сложенные рифейскими и палеозойскими отложениями. Складчатые структуры мезозойской: 4 — антиклинории, 5 — синклинории; 6 — меловые вулканогенные отложения; 7 — краевой прогиб, выполненный юрскими и меловыми отложениями; 8 — межгорные впадины, сложенные отложениями верхней юры — нижнего мела; 9 — впадины, сложенные отложениями верхнего мела — четвертичной системы; 10 — ларамиды Анадыро-Корякской области; 11 — кайнозойская складчатая область; 12 — крупнейшие разломы. Цифрами в кружках обозначены основные структуры (см. в тексте)

ются антиклинории: Верхоянский (12), Чукотский (14) и синклинории: Южно-Верхоянский (13), Яно-Индибирский (15), Чаунский (16) и ряд других. Перед фронтом Верхоянского антиклинория располагается Предверхоанский краевой прогиб (18). На различные складчатые структуры мезозойской накладываются впадины, сложенные верхнеюрскими и нижнемеловыми молассами: Зырянская (19), Ольджойская (20), Раучуанская (22), Олойская (21) и другие. Вдоль побережий Восточно-Сибирского и Чукотского морей большие пространства заняты плоскими впадинами, сложенными плиоцен-четвертичными континентальными отложениями.



История геологического развития огромной Верхояно-Чукотской области мезозой в различных ее частях существенно отличалась. Выделяется два основных сегмента: западный (Яно-Колымский) и восточный (Чукотский). Граница между ними проходит примерно вдоль восточного края Колымского массива (Приколымский крайовой шов, по С. М. Тильману). Оба этих сегмента отличаются друг от друга характером формаций, структурой, интрузивным и эффузивным магматизмом и стилем тектонического развития. Описанию геологического строения Верхояно-Чукотской области мезозойской складчатости посвящено огромное количество работ. Наиболее важные обобщающие труды принадлежат В. Ф. Белому, Ю. А. Билибину, Ю. М. Пушаровскому, С. М. Тильману, С. К. Устиеву, Ю. М. Шейнманну, Н. А. Шило и многим другим.

**Срединные массивы.** Древние массивы обнажены сравнительно плохо. Значительные участки Охотского, Омолонского и, возможно, Анадырского массивов скрыты под толщами Охотско-Чукотского крайового вулканического пояса (17). Наиболее ясные соотношения между фундаментом и чехлом существуют на Охотском массиве. Фундамент последнего сформирован архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями. Первые из них, слабая толща мощностью до 7 км, представлены породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации: амфиболовыми и гиперстеновыми гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и пироксен-амфиболитовыми кристаллическими сланцами. Низы разреза сформировались за счет основных эффузивов, а верхи — песчано-глинистых пород. Эти образования литологически близки такому алданского комплекса архея юго-востока Сибирской платформы. Наличие гиперстеновых гнейсов в древнейших толщах Омолонского и Тайгоносского массивов позволяет параллелизовать их с архейскими отложениями Охотского массива. Данные определения абсолютного возраста (2880 и 2600 млн. лет) указывают на принадлежность пород к архею.

Нижнепротерозойские породы, распространенные на всех массивах, образуют самостоятельный структурный комплекс, характеризующийся меньшей степенью метаморфизма и представленный разнообразными кристаллическими сланцами, кварцитами, сильно измененными кислыми и средними эффузивами, мраморизованными известняками, мраморами, реже пара- и ортогнейсами.

Рифейские отложения, слагающие на массивах чехол, в первую очередь на Охотском и Омолонском, характеризуются небольшой мощностью (около 1,5 км), очень слабой дислоцированностью и представлены песчано-глинистыми породами, залегающими несогласно, часто с базальными конгломератами в основании; на архейских и нижнепротерозойских толщах. На Приколымском поднятии разрез рифея более мощный (2,5—3,5 км), но также представлен пестроцветными терригенными и карбонатными весьма полого дислоцированными толщами. Несмотря на то что на Анадырском массиве рифей отсутствует и на протерозойские отложения непосредственно ложится средней палеозой, структурная общность этого массива с древним дорифейским Юконским массивом Аляски, где рифей широко развит и слагает уже чехол, позволяет сделать вывод о дорифейском возрасте Анадырского массива.

Кроме рифейских в состав чехла древних массивов входят палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. На Приколымском поднятии Колымского массива ниже-среднепалеозойские отложения представлены в основном доломитами, известняками и известковистоглинистыми сланцами мощностью от 0,5 до 3 км. Породы дислоциро-

ваны очень полого и только вблизи разломов смяты сильнее. Колымский массив плохо обнажен. В его центре, на Алазейском поднятии, обнажаются породы, обычно относимые к девону. В последнее время В. М. Мерзляков, М. И. Терехов и С. М. Тильман доказали, что в этом районе присутствует сложный комплекс пород, начиная от карбона и кончая средней юрой, по их мнению, геосинклинальный и представленный морскими терригенно-вулканогенными толщами мощностью в несколько километров. Это обстоятельство позволило им высказать предположение об ошибочном выделении Колымского срединного массива в современных границах и о присутствии на его месте мезозойской геосинклинали. Однако эти новые данные еще нуждаются в дальнейшем обосновании.

На Омолонском массиве ордовик представлен терригенно-карбонатными отложениями (до 1,3 км), на которых залегают средне-верхнедевонские кислые континентальные вулканы (до 1 км), лишь слегка покоробленные. Близкие по характеру и по возрасту толщи развиты и на Охотском массиве, а на Чукотском присутствуют лишь среднепалеозойские алевролиты, песчаники и аргиллиты мощностью до 0,3 км. Верхнепалеозойский и мезозойский чехол массивов литологически близок к отложениям верхоянской серии и также представлен терригенными отложениями с пластами наземных вулканитов среднего и основного состава мощностью не более 1,5 км. Залегают отложения очень полого. Срединные массивы, как правило, ограничены разломами, к которым приурочены узкие грабены, выполненные меловыми молассами, и зоны повышенной магматической активности.

**Яно-Колымский сегмент мезозой** характеризуется преимущественным распространением мезозойского геосинклинального комплекса, выделяемого в верхоянскую серию (средний карбон — низы верхней юры). Более древние толщи пород, образующие комплекс основания мезозой, известны в целом ряде поднятий. В Тас-Хаяхтасском и Омурлевском поднятиях обнажается мощный (более 10 км) комплекс ордовикских — нижнекаменноугольных пород. Возможно, в этих районах присутствуют и более древние кембрийские отложения, представленные филлитами, хлоритовыми сланцами, мраморами, известняками и конгломератами. Весь остальной разрез слагается карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями. Песчаники, алевролиты и аргиллиты развиты в южных зонах поднятий, а к северо-востоку их роль уменьшается. В наиболее северо-восточной зоне Омурлевского поднятия в ордовике появляются кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи.

На юго-западе сегмента рифейско-среднепалеозойский комплекс хорошо обнажен в пределах Сетта-Дабанского и Юдомо-Майского поднятий, где развит очень мощный разрез рифейских — среднепалеозойских отложений. В последнем присутствует терригенно-карбонатный комплекс рифея (до 8 км) и карбонатная толща венда и кембрия (1,5 км). Севернее, в Сетта-Дабане мощность вендско-кембрийских терригенно-карбонатных отложений превышает 4 км. По сравнению с рифеем и вендом в кембрии шире распространены терригенные породы. Ордовикско-нижнекаменноугольные отложения образуют непрерывную карбонатную толщу мощностью более 8 км. До нижнего девона включительно разрез представлен исключительно известняками и только в среднем девоне появляются терригенные, а на севере Сетта-Дабана и вулканогенные породы. Таким образом, в этих районах на поверхность выведен мощный (более 18 км) комплекс рифейско-нижнекаменноугольных отложений, подстилающий лежащие на нем согласно или с местными несогласиями толщи пород верхоянской серии. На крайнем

северо-западе Яно-Колымского сегмента в Хараулахском поднятии обнажаются маломощные рифейские и палеозойские, явно платформенные отложения, на которых несогласно залегают верхоянский комплекс. Колымский массив с севера обрамляется Полоусненским поднятием, сложенным ордовиком, силуром и девоном в терригенно-вулканогенных фациях, резко отличных от карбонатных фаций Тас-Хаяхтасского поднятия. Обе эти структуры соединяются торцово, почти под прямым углом.

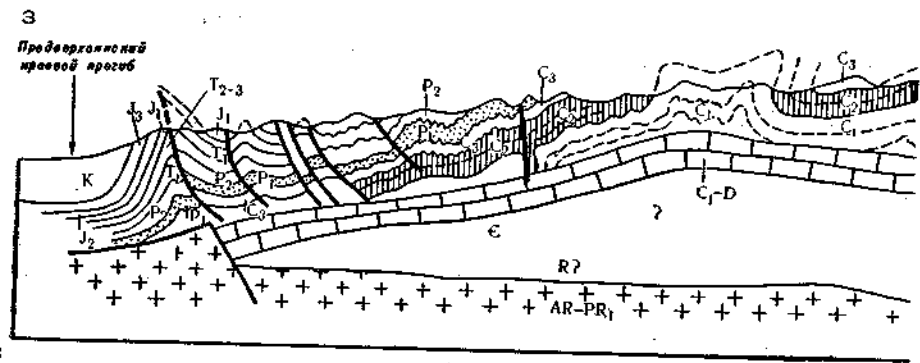
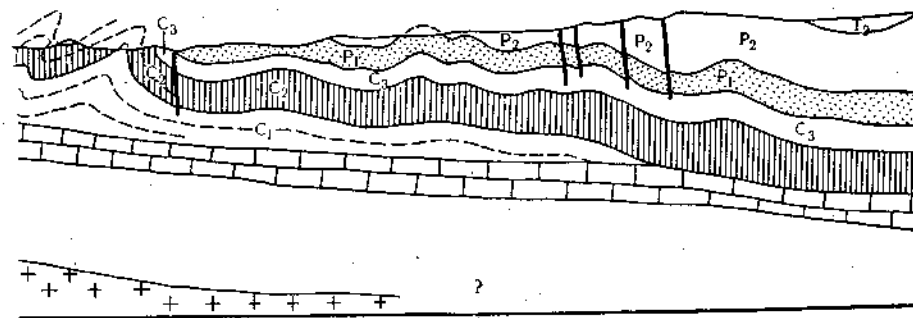


Рис. 123. Профиль северной части Верхоянского

На огромных пространствах Яно-Колымского сегмента на рубеже раннего и среднего карбона произошла резкая смена режима осадконакопления, и карбонатные породы сменились терригенными. По данным С. М. Тильмана, А. А. Николаевского и других, в конце раннего карбона многие районы испытывали поднятия, а в ряде мест, например на Охотском массиве, нижний карбон представлен континентальными отложениями. Начиная со среднего карбона начинаются опускания и на различном в тектоническом отношении фундаменте закладываются своеобразные обширные геосинклинальные прогибы, в которых происходит формирование очень монотонной, исключительно терригенной толщи осадков верхоянской серии. В ней выделяется ряд толщ, местами разделенных очень слабыми несогласиями и размывами. Все они представлены чередующимися пачками песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, аргиллитов, очень редко карбонатных пород, местами грубообломочных пестроцветных песчаников с пластами углей, а также конгломератов, гравелитов и т. д. В некоторых районах встречаются прослойки туфов основного и среднего состава, кремнистых или кремнисто-глинистых сланцев. Мощность отложений верхоянской серии в разных местах различная, но в целом, по-видимому, достигает 8—10 км. В породах почти везде выражена слоистость, очень часто ритмичность, придающая отдельным мощным пачкам в разрезе флишеидный или даже флишевый характер.

В Яно-Колымском сегменте накопление отложений верхоянской серии происходило неравномерно и зоны максимального прогибания в разное время мигрировали с запада на восток. Так, в среднем карбоне — ранней перми наибольшее опускание испытывали западные зоны, где в поздней перми — раннем триасе начали формироваться поднятия. В среднем и позднем триасе почти вся территория подверглась опусканию и максимальное прогибание имело место уже восточнее, в пределах Яно-Индигогорской зоны. В ранней — начале поздней юры область

наибольших прогибаний оттесняется еще дальше на восток, где в это время развивался глубокий Иньяли-Дебинский прогиб, в котором мощность терригенных юрских отложений превышает 6 км. В результате складчатости в поздней юре в Яно-Колымском сегменте сформировались крупные структуры: Верхоянский мегантиклинорий, Южно-Верхоянский синклинорий, Иньяли-Дебинский синклинорий и другие, а также весьма обширные пологие синклинальные зоны: Индигогорско-Колымская, Янская и ряд других (рис. 123, 124). Отложения верхоянской



мегантиклинория, хребет Орулган (по Л. М. Израилеву)

серии, слагающие эти структуры, смяты в линейные, местами весьма напряженные складки, кое-где осложненные крутыми взбросами и над-

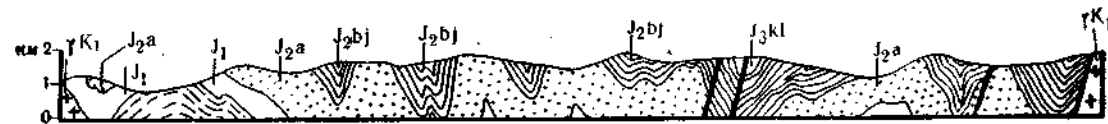


Рис. 124. Схематический профиль центральной части Иньяли-Дебинского синклинория (по Е. П. Данилогорскому)

вигами. В то же время в целом ряде районов, например в центре Янской зоны, развиты очень пологие и простые брахискладки, территориально связанные, по-видимому, с жесткими блоками фундамента, подстилающими комплекс отложений верхоянской серии. В северном направлении в верхоянской серии намечается общее поглубение осадков и появление континентальных отложений.

Не во всех районах Яно-Колымского сегмента история геологического развития понимается однозначно. Например, в Южном Верхоянье ряд геологов (В. А. Иванов, В. И. Коростелев, С. В. Нужнов и другие) видят полициклически развивавшийся, начиная с рифея, геосинклинальный прогиб, испытывавший складчатость перед вендом, средним карбоном и ранним мелом. Другие (А. К. Башарин, А. А. Константиновский, А. А. Ставцев) отрицают наличие крупных структурных перестроек на первых двух указанных рубежах. Они полагают, что Южно-Верхоянский прогиб на протяжении 1300 млн. лет характеризовался непрерывным развитием с накоплением отложений, близких по составу к платформенным, слабым магматизмом, опять-таки напоми-

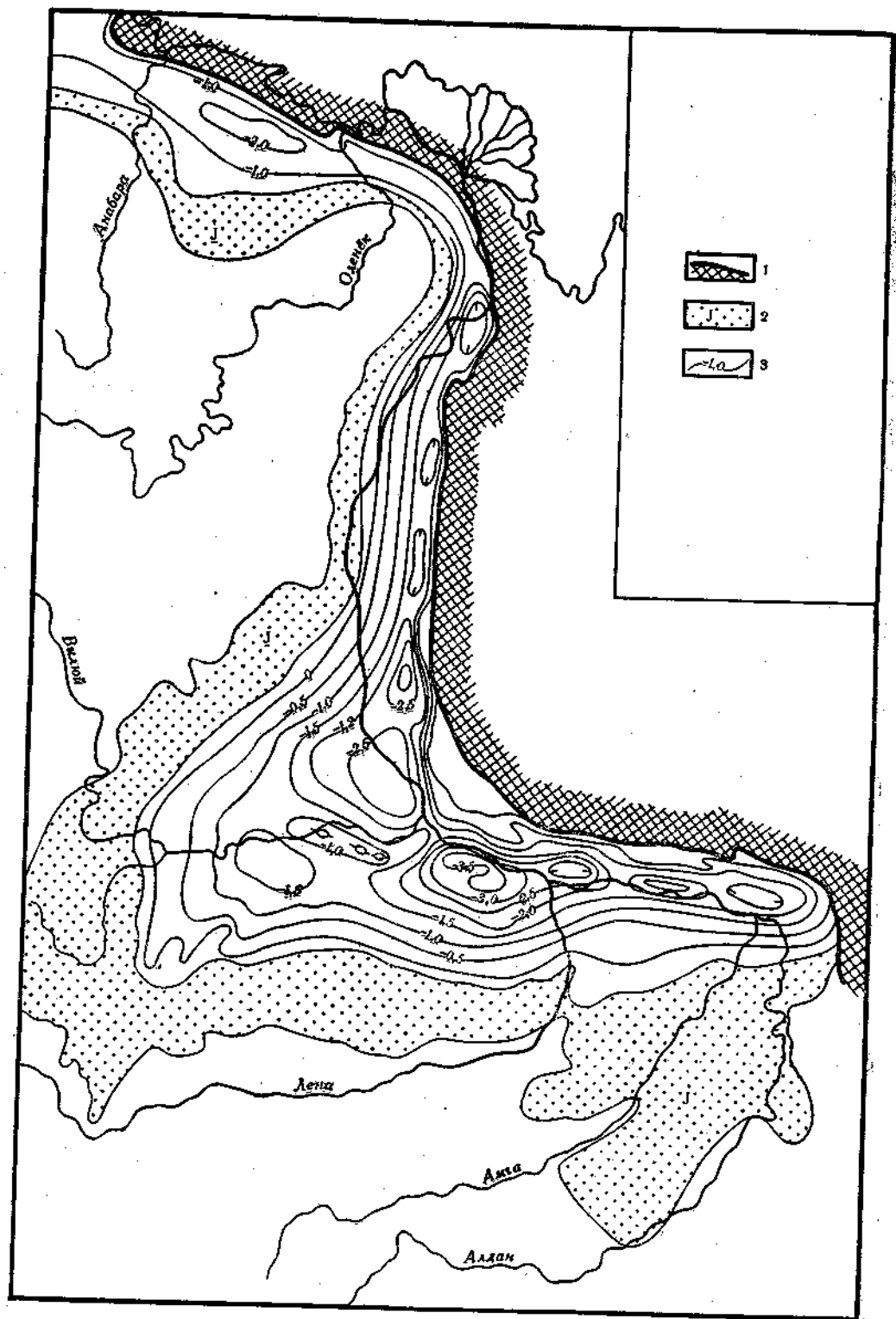


Рис. 125. Схема рельефа поверхности юрских отложений в Предверхоанском краевом прогибе и Вилюйской синеклизе (по А. А. Николаевскому); 1 — мезозонды; 2 — выходы юрских отложений на поверхность; 3 — стратонизогнпсы по кровле юрских отложений, км

нающим платформенный (кольцевые щелочные массивы) простотой строения и складчатостью, имевшей место только в поздней юре. Все это свидетельствует в пользу промежуточного характера Южно-Верхоанского прогиба между геосинклинальным и платформенным.

В орогенный этап развития в Яно-Колымском сегменте Верхояно-Чукотской области образовался ряд наложенных межгорных впадин, а перед фронтом горного сооружения Верхоянского мегантиклинория в позднеюрское время возник Предверхоанский краевой прогиб. Последний, изученный Ю. М. Пушаровским, К. Б. Мокшанцевым и другими геологами, обладает резко асимметричным профилем и сложен мощной толщей верхнеюрских и нижнемеловых отложений (рис. 125). Внутренняя зона прогиба, примыкающая к складчатому сооружению и располагающаяся на нем, характеризуется континентальной толщей песча-

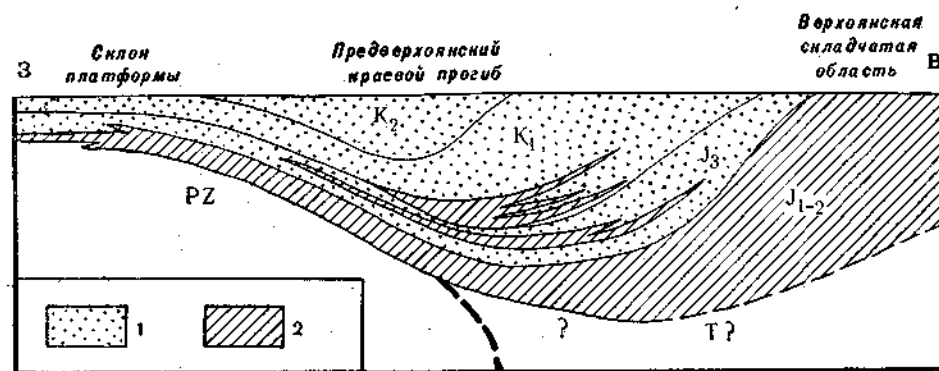


Рис. 126. Схематический фашиальный профиль северной части Предверхоанского краевого прогиба (по Ю. М. Пушаровскому); 1 — континентальные, угленосные отложения; 2 — морские терригенные отложения

ников, алевролитов и аргиллитов с прослоями углей мощностью до 4—5 км, смятой в линейные складки, степень сжатия которых увеличивается к востоку (рис. 126). Внешняя зона краевого прогиба располагается на платформенном основании и обладает очень спокойным залеганием маломощных морских и континентальных пород, описанных в разделе о Сибирской платформе. Краевой прогиб состоит из целого ряда отдельных «ванн», разделенных валообразными перемычками.

На крайнем востоке, на окраинах Колымского массива в поздней юре возникла обширная Зырянская впадина, выполненная мощной (более 7 км) толщей континентальных и морских грубообломочных отложений (конгломератов, гравелитов, песчаников, с прослоями углей) верхнеюрского — мелового возраста. Местами развиты прослои туфов, дайки и силлы диабазов. Весь этот комплекс отложений смят в пологие брахискладки северо-западного простирания. На севере сегмента в это же время возникает Ольджойская впадина, наследующая прогиб, сложенный верхоянской серией. В районе Полоусненского поднятия в поздней юре — раннем мелу имели место вулканические извержения и сформировались покровы кислых и средних эффузивов и их туфов. В орогенный этап развития происходило становление крупных и протяженных поясов гранитоидных интрузий, с которыми связаны знаменитые Колымские месторождения золота. Основная масса интрузий внедрялась в поздней юре — раннем мелу и локализовалась в пределах Иньяли-Дебинского синклинория. В позднем мелу внедрялись

мелкие интрузии монцитов и лейкократовых гранитов, с которыми связано редкометалльное оруденение.

**Чукотский сегмент мезозойд** занимает гораздо меньшую площадь и отличается от Яно-Колымского геологическим строением. Пространство между Чукотским и Омолонским массивами занято складчатыми структурами, среди которых выделяются сложные синклинальные зоны: Анойская, Чаунская, Олойская, Березовская и Гижигинская. В отдельных антиклиналях в пределах этих зон на поверхность выведен палеозойский комплекс основания, по данным С. М. Тильмана, представленный двумя типами разрезов. На севере, в Анойской и Чаунской зонах, комплекс основания образован толщей пород нижнего (?) палеозоя — нижнего карбона мощностью 4,5—6 км. В целом это терригенно-карбонатные отложения: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, разнообразные известняки, мергели и доломиты. Вулканические породы почти полностью отсутствуют. На этом комплексе сильно дислоцированных отложений непосредственно залегает нижний триас, а верхний палеозой отсутствует.

В южных районах Чукотского сегмента разрез комплекса основания иной. В отдельных горстах обнажаются девонские, каменноугольные и пермские вулканогенно-терригенные, вулканогенные и карбонатно-терригенные отложения. Основное отличие разрезов заключается в присутствии кремнистых пород, эффузивов основного и среднего состава, в том числе спилитов, горизонтов туфов и туфобрекчий. Все эти толщи мощностью в несколько километров довольно энергично смяты в складки. В отдельных местах на них с несогласием залегают нижнепермские, а возможно, и средне-верхнекаменноугольные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты незначительной мощности и положительно дислоцированные. В этих же районах развиты основные, средние и кислые верхнепалеозойские интрузии. Выше по разрезу с несогласием залегают отложения верхоянской серии.

Таким образом, в составе палеозойских отложений в Чукотском сегменте гораздо шире развиты вулканогенные породы, чем в Яно-Колымском. Кроме того, перед поздним палеозоем отмечается складчатость, сопровождаемая интрузивным магматизмом. Местами присутствуют грубообломочные верхнепалеозойские отложения, напоминающие молассы. Следовательно, мезозойский геосинклинальный комплекс в Чукотском сегменте отделен от палеозойского комплекса основания явным перерывом и складчатостью.

Геосинклинальный комплекс мезозойд в Чукотском сегменте начинается с нижнего триаса. Главная особенность верхоянской серии в этом регионе заключается в появлении мощных толщ вулканогенных, иногда вулканогенно-кремнистых пород, развитых на фоне песчано-сланцевых флишоидных отложений. Толщи спилитов, базальтов, андезитов-базальтов, андезитов, их туфобрекчий и туфов, туффитов, а также аспидных и кремнистых сланцев распространены в Анойской зоне (Гремучинский прогиб), в Березовской, Олойской и Гижигинской зонах. В последний возраст верхов осадочно-вулканогенной толщи датируется кимериджем, т. е. геосинклинальное развитие здесь явно затягивается по сравнению с другими районами. Мощность геосинклинального комплекса в отдельных прогибах Чукотского сегмента достигает 10 км, и он повсеместно сильно дислоцирован.

Орогенный этап развития сопровождал довольно значительный магматизм, но интрузии внедрялись в различных местах и не образуют поясов, как в Яно-Колымском сегменте. С этими преимущественно гранодиоритовыми массивами также связано богатое промышленное

золотое оруденение. Начиная с поздней юры и до аптского века включительно на складчатом основании мезозойд развивались наложенные межгорные впадины, часто ограниченные разломами, например Олойская, Раучуанская и другие, в которых накапливались мощные (несколько километров) континентальные грубообломочные отложения и вулканиды среднего и кислого состава.

Довольно энергичный орогенез, сопровождавшийся формированием наложенных межгорных впадин, выполненных верхнеюрскими, нижнемеловыми и частично верхнемеловыми континентальными молассами и вулканогенными отложениями, сменился в конце позднего мела и в палеогене резким ослаблением тектонических движений, что привело к выравниванию рельефа. Области осадконакопления сильно уменьшились. Однако в неоген-четвертичное время вновь усилилось неравномерное поднятие региона, образовались горные хребты и впадины. Современный рельеф был создан именно этими сводово-глыбовыми движениями.

**Выводы.** Таким образом, Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости характеризуется различным стилем строения на западе и на востоке. В западном сегменте развита мощная флишоидная терригенная верхоянская серия, а в восточном она насыщена основными вулканогенными образованиями. На западе распространены линейные складчатые структуры, протягивающиеся на многие сотни километров и возникшие из устойчиво развивавшихся прогибов (см. рис. 123). На востоке прогибы были короткие, ориентированные в различных направлениях и ограниченные разломами. В Чукотском сегменте в орогенный этап возникло большое количество межгорных впадин, заполнявшихся преимущественно континентальными, реже морскими сероцветными молассами, вулканогенно-осадочными толщами с андезитами и базальтами. Яно-Колымский и Чукотский сегменты различаются также и по распространению гранитоидного позднеюрского — раннемелового магматизма, локализующегося преимущественно в вос-

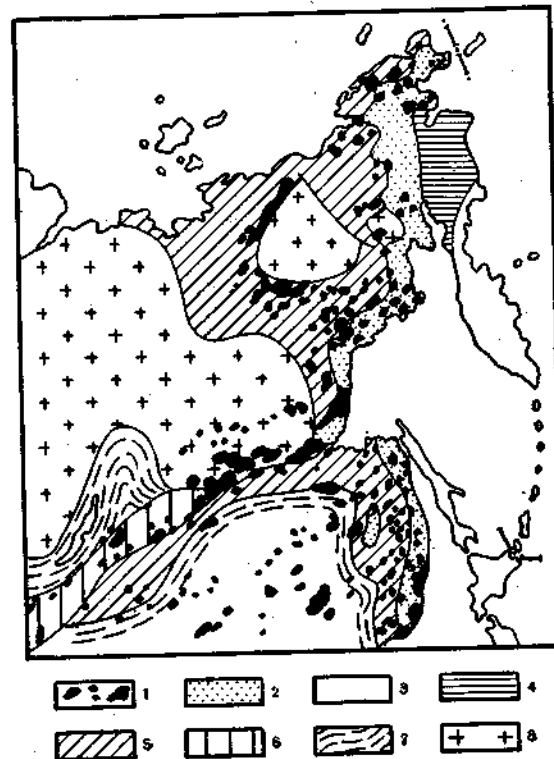


Рис. 127. Размещение мезозойских гранитных интрузий на востоке СССР (по Т. В. Молчановой): 1 — мезозойские граниты; 2 — меловые вулканические пояса; 3 — области кайнозойской складчатости; 4 — ларамиды; 5 — мезозойды; 6 — ранние каледониды; 7 — байкалды, области дорифейской консолидации; 8 — платформы и срединные массивы

точной части Верхояно-Чукотской области (рис. 127). Следует подчеркнуть почти полное отсутствие основных и ультраосновных интрузий. Геосинклинальный мезозойский комплекс в Чукотском сегменте дислоцирован гораздо интенсивнее, чем в Яно-Колымском, а кроме того, в первом из них проявилась и складчатость на рубеже среднего и верхнего палеозоя. По-видимому, все эти отличия обусловлены тем, что Чукотский сегмент располагается в более внутренних зонах Тихоокеанского пояса.

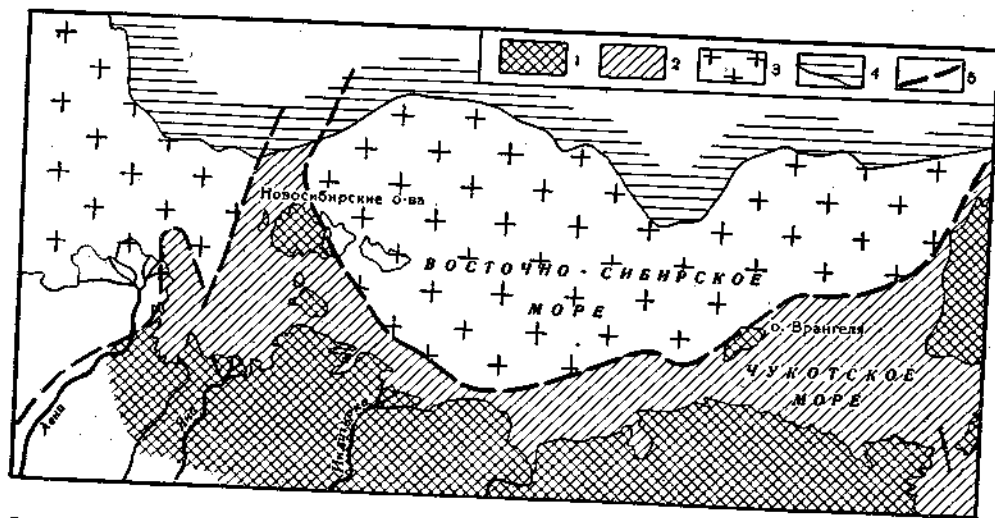


Рис. 128. Схемы тектонического районирования шельфа арктических морей Восточной Сибири (по Я. И. Польшину и Г. И. Гапоненко): 1 — мезозониды; 2 — предполагаемое продолжение мезозонид; 3 — Гиперборейская платформа; 4 — континентальный склон; 5 — предполагаемые разломы

Большая роль в строении Верхояно-Чукотской области принадлежит срединным массивам, к которым приспособляются разновозрастные геосинклинали различного стиля строения и конфигурации. Геосинклинальный этап развития в этой области начался в позднепалеозойское время, когда в западных районах территории СССР имела место герцинская складчатость. Поздний палеозой — это время коренной перестройки структурного плана на северо-востоке Азии. Отличительной чертой мезозойского геосинклинального комплекса Северо-Востока СССР является широкое распространение терригенных отложений при почти полном отсутствии карбонатных. Зато палеозойский комплекс их основания сложен в подавляющем большинстве случаев карбонатными толщами.

В настоящее время не очень ясно, что происходит с мезозондами в пределах шельфа арктических морей Восточной Сибири. По данным Я. И. Польшина и Г. И. Гапоненко, которые на основании геофизических исследований пересмотрели существующие представления о геологическом строении зоны шельфа, область мезозойской складчатости прослеживается в пределах южной части шельфа примерно до широты о. Врангеля, поворачивая в районе устья Индигирки к северо-западу и охватывая большую часть Новосибирских островов (кроме о. Новая Сибирь и островов Де-Лонга), затухает где-то севернее островов Анжу (рис. 128). К северу от этой линии располагается Гиперборейская платформа, в структуре которой выделяются впадины и поднятия.

## Полезные ископаемые

Верхояно-Чукотская область мезозонид исключительно богата разнообразными полезными ископаемыми, главным образом магматогенными, связанными с гранитоидными интрузиями орогенного этапа. Металлогеническая специализация этого региона была научно обоснована Ю. А. Билибиным, С. С. Смирновым и В. Т. Матвеевко, а затем Е. Т. Шаталовым, Н. А. Шилов и другими. Для этой области наиболее характерны золото, вольфрам, олово, ртуть, сурьма и полиметаллы, т. е. она, по С. С. Смирнову, обладает синхронной металлогенической специализацией. Месторождения и рудопроявления группируются в протяженные зоны, образуют рудные поля, узлы и т. д.

**Золото.** Россыпные месторождения золота известны в бассейнах Колымы, Яны, Индигирки, а также на Чукотке. Кроме россыпных выявлены и коренные месторождения золота, образующие протяженные пояса, главным образом в Яно-Индигирской синклинальной зоне. Золоторудные пояса известны в Чукотском сегменте, где они связаны с юрскими и меловыми кислыми интрузиями.

**Олово и вольфрам.** В Верхояно-Чукотской области выявлено много редкометалльных месторождений, в основном приуроченных к раннемеловым гранитам. Месторождения олова локализируются в поясе интрузий Иньяли-Дебинского синклинория, где они связаны с апикальными частями гранитных массивов. Крупнейшими месторождениями являются Депутатское и Эге-Хайяское. Кроме олова руды, как правило, содержат вольфрамит, сульфиды цинка, свинца, сурьмы и висмута, т. е. являются комплексными. Месторождения вольфрамито-касситеритовых руд образуют крупные рудные районы в Чукотском сегменте.

**Ртуть.** Ртутные месторождения приурочены к поднятиям, обрамляющим Колымский массив (Омулевскому, Полоусненскому). В пределах Верхоянского мегантиклинория известны сурьмяно-ртутные зоны. В Чукотском сегменте находятся такие крупные ртутные месторождения, как Пламенное и Паляяское. Ртутное оруденение локализуется в породах палеозойского возраста и геосинклинального мезозойского комплекса.

**Свинец и цинк.** Полиметаллические месторождения, с которыми также связаны ртуть, золото и сурьма, располагаются в пределах Верхояно-Колымского сегмента (Токичанское, Чибгалахское, Серегинское и другие месторождения). Многочисленные рудопроявления свинца и цинка известны и в Чукотском сегменте (Олойско-Березовский район).

**Каменный уголь.** Залежи каменных и бурых углей приурочены в основном к позднеюрским и меловым отложениям, слагающим Предверхоанский краевой прогиб и наложенные межгорные впадины. Крупнейшие месторождения каменного угля на Северо-Востоке СССР известны в Зырянской впадине, где они связаны с нижнемеловыми отложениями. Мощность угленосной толщи достигает 5 км, и в ней находится около сотни пластов угля, часть из которых разрабатывается еще с довоенных времен. Другой крупный угленосный бассейн связан с Предверхоанским краевым прогибом, но разведан он еще слабо. Более мелкие месторождения каменного и бурого углей известны и в других межгорных впадинах.

**Нефтегазоносность.** Во внешней зоне Предверхоанского краевого прогиба, в тех районах, куда «открывается» Вилуйская синеклиза Сибирской платформы, в конце 50-х годов были обнаружены гигант-

ские газоконденсатные месторождения, от которых предполагается провести газопровод в южные районы Дальнего Востока.

### ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

На Северо-Востоке СССР почти на 3000 км протягивается Охотско-Чукотский вулканический пояс, сложенный меловыми и частично палеогеновыми эффузивными породами, с которыми пространственно и во времени тесно связаны крупные интрузии гранитоидов. Впервые выделенный в самостоятельную структуру Е. К. Устиевым, Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс трассирует собой протяженную зону крупного тектонического шва глубинного заложения, длительное время служившего магмоподводящей структурой. Возникновение этого «рубца» определялось многими причинами. Различные участки пояса в разное время изучались В. Ф. Белым, А. И. Дворянским, М. И. Сперанской, Е. К. Устиевым, Н. И. Филатовой и другими. Вулканический пояс состоит из ряда относительно прямолинейных отрезков, в пределах которых поля вулканических пород то расширяются, то сильно суживаются, местами почти полностью исчезая. Эти резкие изломы фиксируют собой участки разломов, как бы подставляющих друг друга. Разделяясь примерно на две равные по протяженности части, несколько отличающиеся по своему строению, Охотско-Чукотский пояс складывается мощными толщами вулканических пород, среди которых выделяются многочисленные местные свиты, часто трудно сопоставимые друг с другом. В пределах пояса развиты почти исключительно наземные вулканические образования. Лучше всего образования пояса изучены на отрезке севернее п-ова Тайгонос. В этом районе в пределах пояса, по данным В. Ф. Белого и Н. И. Филатовой, отчетливо выделяются внутренняя и внешняя зоны, различающиеся не только составом вулканитов, но и строением фундамента. Внешняя зона располагается на складчатых структурах мезозойд, и в ее основании залегает сероцветная континентальная моласса апта-альба. Основание внутренней зоны сложено мощными (5—6 км) геосинклинальными, терригенно-вулканогенными отложениями нижнего мела (доалтскими), на которых также располагается моласса аптско-альбского возраста. Вулканоогенные образования пояса в целом могут быть подразделены на три комплекса (рис. 129).

Нижний комплекс (альбский-туронский ярусы) повсеместно представлен сильно изменчивыми по простиранию толщами андезитов, андезито-базальтов и их пирокластов, часто в сочетании с континентальными угленосными отложениями (0—1,5 км). В некоторых местах эффузивы среднего состава замещаются дацитовыми и липаритовыми породами, например на побережье Охотского моря (Ульинский район) или в Восточно-Чукотском отрезке пояса.

Средний комплекс (сантонский (?) — датский ярусы) залегает на нижнем с перерывом, а местами и с угловым несогласием. По-видимому, граница между этими комплексами может несколько скользить по разрезу. Представлен средний комплекс средними и кислыми вулканическими породами: андезитами, липаритовыми игнимбридами и туфами, слагающими огромные поля мощностью до 1 км, среди которых обнажаются позднемеловые гранитные интрузии, коагматичные кислым эффузивам. Липариты и дациты в северной части пояса сосредоточены преимущественно в его внешней зоне, наложенной на мезозойды. Извержение колоссального количества липаритовых игнимбридов связано с селективным плавлением гранито-метаморфического

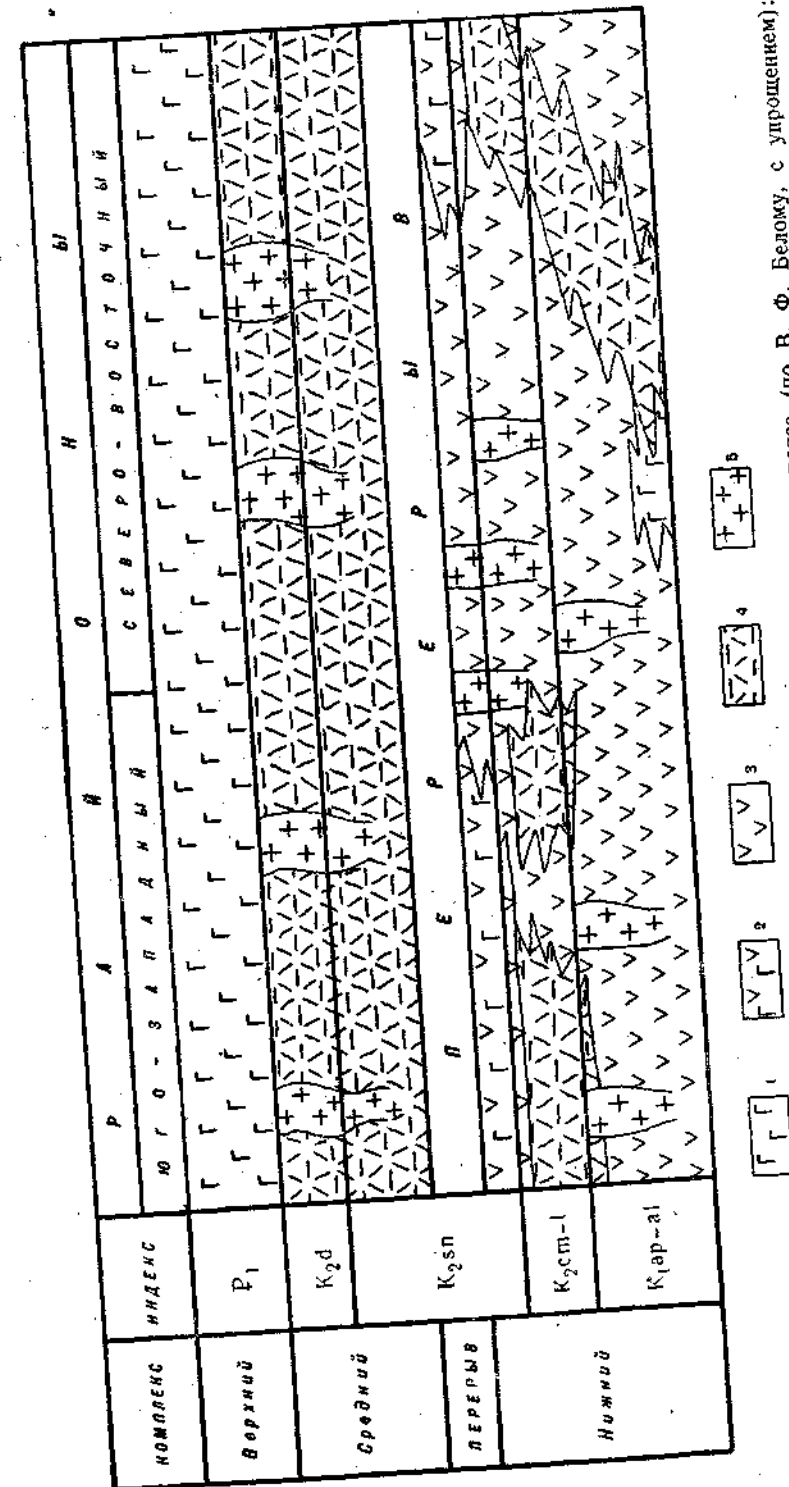


Рис. 129. Схема соотношений комплексов пород в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (по В. Ф. Белому, с упрощением): 1 — базальты; 2 — андезито-базальты; 3 — андезиты; 4 — липариты; 5 — интрузии гранитоидов

слоя земной коры и формированием близповерхностных магматических очагов, опорожнение которых приводило к проседанию субстрата над ними и образованию вулканотектонических впадин, заполняемых игнимбридами. Гранитные интрузии, вскрытые ныне эрозией, в ряде случаев как раз и являются этими очагами, которые по каким-либо причинам не «прорвались» на поверхность.

Верхний комплекс (палеоцен) пользуется ограниченным распространением, залегает в большинстве случаев согласно на породах среднего комплекса, но представлен почти исключительно субщелочными базальтами, очень редко андезито-базальтами или андезитами (Восточная Чукотка).

В юго-западной половине пояса подразделение на внешнюю и внутреннюю зоны сделать сложнее. На севере внешняя зона складывается почти недислоцированными андезитами нижнего комплекса, залегающими резко несогласно на складчатых структурах мезозойского отрезка пояса в строении его широкой внешней зоны участвуют все три комплекса. Характерной особенностью этого района является большое количество вулканотектонических впадин, выполненных эффузивами нижнего и среднего комплексов, а также куполовидные поднятия, в сводах которых местами обнажаются интрузии гранитов. Во внешней зоне широко развиты как продольные, так и поперечные по отношению к поясу разломы, по которым поля эффузивов «заходят» в западном направлении. Внутренняя зона вулканического пояса лучше всего выражена на его северном отрезке и характеризуется дислоцированностью пород нижнего комплекса, тогда как вулканические толщи среднего и верхнего комплексов лишь слегка покороблены.

С краевым вулканическим поясом тесно связаны три гранитоидных интрузивных комплекса: 1) готерив-альб; 2) поздний альб-турон; 3) конец позднего мела.

Очень сложным и еще не изученным до конца является вопрос о тектонической позиции пояса. Его внешняя зона перекрывает различные структуры: складчатый комплекс мезозойского, Охотский и Омолонский дорифейские массивы. Во всех этих случаях сочленение пояса и подстилающих структур происходит либо по разломам, либо путем несогласного налегания эффузивов на более древний субстрат.

В северном отрезке пояса, в бассейне р. Пенжина, его внутренняя зона также несогласно наложена на фундамент, сформированный движениями в конце раннего мела. Иными словами, фундамент здесь более молодой. В аптском веке вдоль зоны сочленения разновозрастных структур заложилась впадина, заполнявшаяся грубообломочными отложениями. А в альбском веке в условиях усилившейся тектонической активности, о чем свидетельствует расчлененный рельеф этого времени, начались грандиозные извержения. Следовательно, и вулканы внутренней зоны несогласно перекрывают раннемеловой фундамент. Палеогеновые базальты развиты уже не только в пределах пояса, но и во всей Анадыро-Корякской области, которая уже подверглась к этому времени складчатости.

Из сказанного следует, что Охотско-Чукотский вулканический пояс в тектоническом отношении приурочен к глубинному шву, резко несогласно секущему различные по возрасту структуры. Только на севере он располагается на границе двух разновозрастных складчатых областей: раннемезозойской и позднемезозойской (ларамийской). Очевидно, что вулканизм пояса связан с процессами растяжения, охватившими этот регион после складчатости. Это явление особенно подчеркивается палеогеновыми базальтами, проникающими далеко на восток.

Подобное же явление отмечается и на Камчатке. Иными словами, процессы сжатия во время складчатости сменяются на орогенном этапе процессами растяжения и вулканизмом.

### Полезные ископаемые

С вулканогенными толщами пород Охотско-Чукотского пояса связаны разнообразные рудопроявления и месторождения, в первую очередь золото-серебряные, сурьмяно-ртутные, медно-молибденовые, олово-полиметаллические и редкометалльные. Большинство рудопроявлений локализуется в полях липаритовых игнимбридов мелового возраста и лишь незначительная часть приурочена к гипабиссальным гранитоидным интрузиям, главным образом на севере пояса.

## МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ ОБЛАСТЬ

### Общая характеристика

На юго-востоке Сибири, от р. Селенга на западе до побережья Охотского моря на востоке, протягивается весьма своеобразная складчатая Монголо-Охотская область, геологическое строение и история развития которой вызывают до сих пор бурные споры. В бассейне Селенги эта область уходит за пределы СССР в северо-восточную Монголию. С северо-запада и с севера Монголо-Охотская область отделяется от палеозойской Селенгино-Яблоневой зоны и области раннепротерозойской складчатости Станового и Джугджурского хребтов крупным глубинным швом — Монголо-Охотским разломом, протянувшимся более чем на 2000 км. Южная граница Монголо-Охотской области выражена менее отчетливо и проходит по северной окраине ряда жестких массивов: Аргунского, Бурейнского и других, консолидированных в позднем протерозое или раннем палеозое и в дальнейшем игравших роль стабильной южной «рамы» области.

Основные расхождения во взглядах разных геологов на развитие Монголо-Охотской складчатой области заключаются в трактовке ее мезозойской и в меньшей степени палеозойской истории. Одна группа исследователей: А. А. Богданов, Л. И. Красный и другие — полагают, что Монголо-Охотская область есть не что иное, как «слепой отросток» мезозойского, отходящий от их основного ствола, располагающегося восточнее. В целом это очень узкая зона, в которой в мезозое имел место «вырожденный» геосинклинальный режим, характеризовавшийся прерывистым прогибанием во времени и в пространстве, широким развитием континентальных фаций, недоразвитостью ранних стадий развития геосинклиналей, но весьма мощным орогенным вулканизмом. Таким образом, с этой точки зрения Монголо-Охотская область, несмотря на особенности своего развития, является мезозойской складчатой областью.

В трактовке М. С. Нагибиной, А. Л. Яншина и других геологов Монголо-Охотская область представляет собой герцинское складчатое сооружение, закончившее свое развитие в перми. В дальнейшем, уже в мезозое, на складчатом фундаменте в результате процессов тектонической активизации (ревивации, по М. С. Нагибиной) были наложены впадины, не обладавшие геосинклинальным характером и распространявшиеся также и в других районах Юго-Восточной Азии. В пользу такого взгляда свидетельствуют и работы В. Б. Караулова, показавшего, что Шантарские острова являются типичными герцинидами.

## Тектоническое районирование

В строении Монголо-Охотской складчатой области с запада на восток довольно хорошо выделяются три сегмента: 1) Восточно-Забайкальский (примерно от границы СССР и Монголии до слияния рек Шилки и Аргуни); 2) Верхне-Амурский (до меридиана

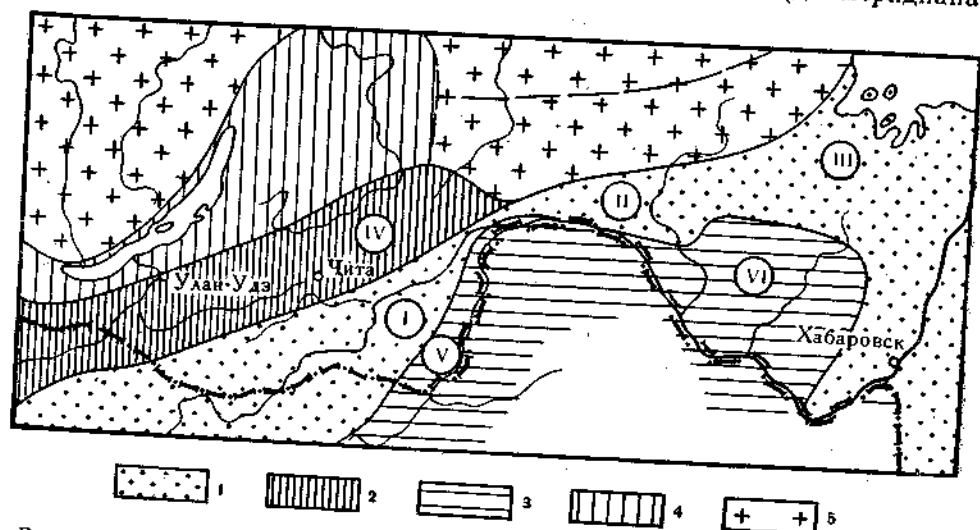


Рис. 130. Положение Монголо-Охотской складчатой области (по В. А. Амантову и Л. И. Красному):  
1 — мезозонды; 2 — ранние палеозонды; 3 — поздние байкалиды; 4 — байкалиды; 5 — Сибирская платформа. Основные структуры: I — Восточно-Забайкальский сегмент, II — Верхне-Амурский сегмент, III — Приохотский сегмент, IV — Селенгино-Яблонева зона, V — Аргунский массив, VI — Бурейский массив

устья Буреи при впадении ее в Амур) и 3) Приохотский, располагающийся восточнее, вплоть до Удской губы и Шантарских островов (рис. 130). Это подразделение в какой-то мере условно. Рассмотрим кратко основные черты геологического строения Монголо-Охотской области по выделенным сегментам.

### Основные черты геологического строения

**Восточно-Забайкальский сегмент** в целом характеризуется преобладающим развитием докембрийских (рифейских?) — нижнепалеозойских и верхнепалеозойских — верхнеюрских отложений. В структурном отношении в пределах этого сегмента большую площадь занимают Агинское и Даурское поднятия (антиклинории). Шилкинский, Онон-Удинский и Кумьельский синклиории сравнительно узки, ориентированы в северо-восточном направлении и сложены триасовыми и нижнеюрскими отложениями (рис. 131).

Древнейшие отложения, которые обнажаются в указанных выше поднятиях, представлены метаморфическими породами зеленосланцевой фации, возникшими за счет первично-вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ основного состава. Мощность этих сильно дислоцированных пород оценивается в несколько километров, а возраст — в интервале рифей — низы кембрия. Присутствие ордовика спорно, но отложения силура, девона и нижнего карбона образуют почти непре-

рывный комплекс мощностью более 8—9 км. В этом комплексе преобладают слабо метаморфизованные песчано-глинистые отложения, а доломиты, известняки, кремнистые сланцы, эффузивы находятся в резко подчиненном количестве. В девоне — раннем карбоне в северо-западных районах накапливались тонкозернистые песчано-глинистые осадки, в которых известны и вулканогенные образования: спилиты, пор-

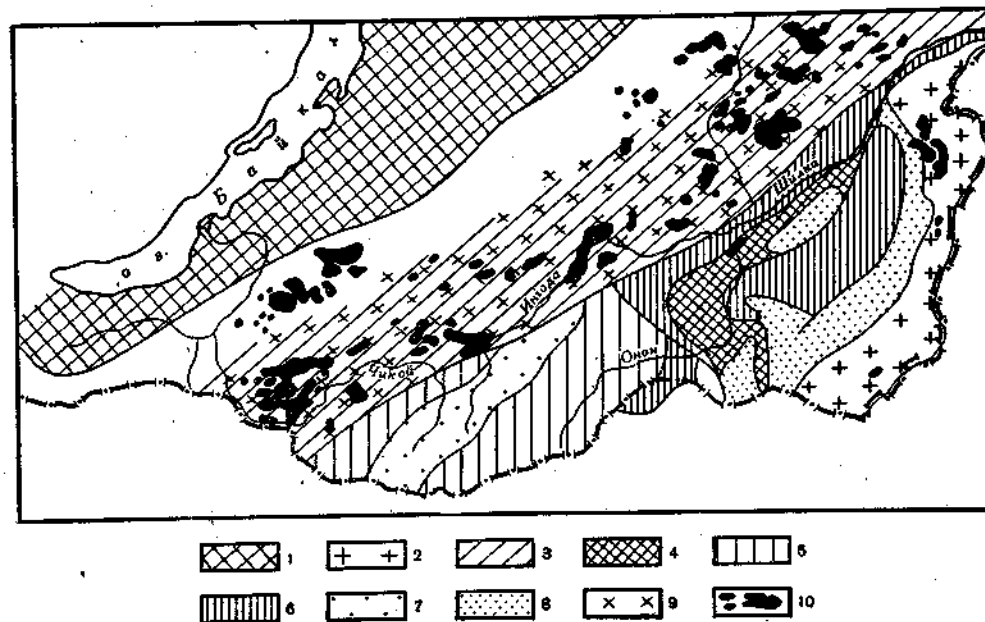


Рис. 131. Схема геологического строения Восточно-Забайкальского сегмента (по В. А. Амантову, с упрощением):

1 — байкалиды; 2 — Аргунский байкальский массив; 3 — районы с геосинклинальным развитием в рифее — раннем кембрии; 4 — рифей-палеозой; 5 — зоны максимального прогибания в позднем палеозое; 6 — геосинклинальные прогибы, выполненные триасом — нижней юрой; 7 — континентальные молассы верхнего триаса — нижней юры; 8 — молассы средней-верхней юры; 9 — рифейско-раннепалеозойские гранитоиды; 10 — мезозойские гранитоиды

фириты и их туфы. Юго-восточная, более мелководная зона характеризовалась в это время накоплением грубообломочных отложений: конгломератов, гравелитов, песчаников и т. д. Таким образом, в среднепалеозойское время рассматриваемый сегмент был дифференцирован на относительные прогибы и поднятия.

После раннего карбона происходит складчатость и внедрение гранитоидных интрузий, но молассы отсутствуют. Отложения среднего и верхнего карбона, как правило, не встречаются, и на дислоцированных толщах нижнего и среднего палеозоя резко несогласно залегают пермские отложения, представленные морскими, лагунными и континентальными песчано-глинистыми, грубообломочными и угленосными породами. Не исключено, что возраст этих отложений может быть частично каменноугольным. Местами развиты кислые и средние эффузивы и их туфы. Мощность пермских отложений, выполняющих довольно простые изометричные прогибы, достигает 4,5 км, хотя в разных местах она весьма непостоянна.



На пермских отложениях с несогласием залегают морские песчано-сланцевые толщи верхнего триаса мощностью более 3 км, которые согласно перекрываются отложениями нижней и средней юры, представленными преимущественно грубозернистыми песчаниками и конгломератами с подчиненной ролью глинистых пород, развитых на востоке (до 4 км). На рубеже средней и поздней юры происходит основная складчатость и внедрение многочисленных интрузий гранитов. Верхнеюрские и нижнемеловые континентальные маломощные (до 0,3—0,5 км) песчано-конгломератовые и вулканогенные полого дислоцированные отложения выполняют ряд небольших наложенных впадин, в которых развиты покровы липаритов, дацитов и андезитов. Извержения базальтов и трахибазальтов происходили и в неоген-четвертичное время.

**Верхне-Амурский сегмент** Монголо-Охотской области, начинающийся восточнее Аникинского поднятия вблизи слияния Шилки и Аргуни, намного уже Восточно-Забайкальского и ориентирован в широтном направлении. К востоку от Аникинского выступа и южнее крупного разлома, ограничивающего с юга Джагдино-Тукурингский антиклинорий (1, рис. 132), продолжающийся на восток в пределы Приохотского сегмента, располагается южная часть Верхне-Амурского сегмента, в котором выделяются складчато-глыбовые поднятия, сложенные верхнепротерозойскими (?) и среднепалеозойскими отложениями, и прогибы (синклиории), сложенные мезозойскими отложениями. В поднятиях обнажаются метаморфические толщи раннего протерозоя (?), рифея, кембрия, а также карбонатные и терригенные породы силура — нижнего карбона мощностью до 5 км. В ряде мест встречены раннепалеозойские интрузии гранитов. В Верхне-Амурском (2), Амуро-Зейском (3) синклиориях распространены мощные (до 8—12 км) морские терригенные отложения верхнего триаса и юры, местами флишоподобные, иногда напоминающие аспидную формацию, фациально изменчивые и занимавшие раньше гораздо большую площадь. Все отложения интенсивно смяты в линейные складки. Тектонические движения и складчатость отмечаются в позднем триасе, в средней юре и в начале раннего мела. На верхнеюрских образованиях несогласно залегают континентальные отложения нижнего мела, также значительно дислоцированные, прорванные гранитами, перекрываемые наземными верхнемеловыми вулканогенными толщами кислых туфов и игнимбритов. На юго-восточную часть Амуро-Зейского синклиория накладывается Зее-Буреинская впадина (4), располагающаяся и на западной половине Буреинского массива (11). Отложения, слагающие впадину, образуют почти горизонтальный чехол континентальных, нередко угленосных отложений мела, палеогена, неогена и антропогена, перекрывающий древние складчатые структуры. На восточной окраине массива находится Буреинский прогиб (5), выполненный вулканогенно-осадочными верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями.

В Приохотском сегменте Монголо-Охотской складчатой области, наиболее слабо изученном, происходит виргация антиклинориев, их погружение в восточном направлении и появление прогибов, выполненных палеозойскими и частично мезозойскими отложениями (см. рис. 132). В его северной части выделяется Джагдино-Тукурингский антиклинорий, сложенный архейскими (?) и нижнепротерозойскими гнейсами такого же типа, как и в Становом хребте, а также мощной (10 км) толщей рифейских кристаллических сланцев с кислыми и основными вулканогенными породами, на которых с резким несогласием залегают

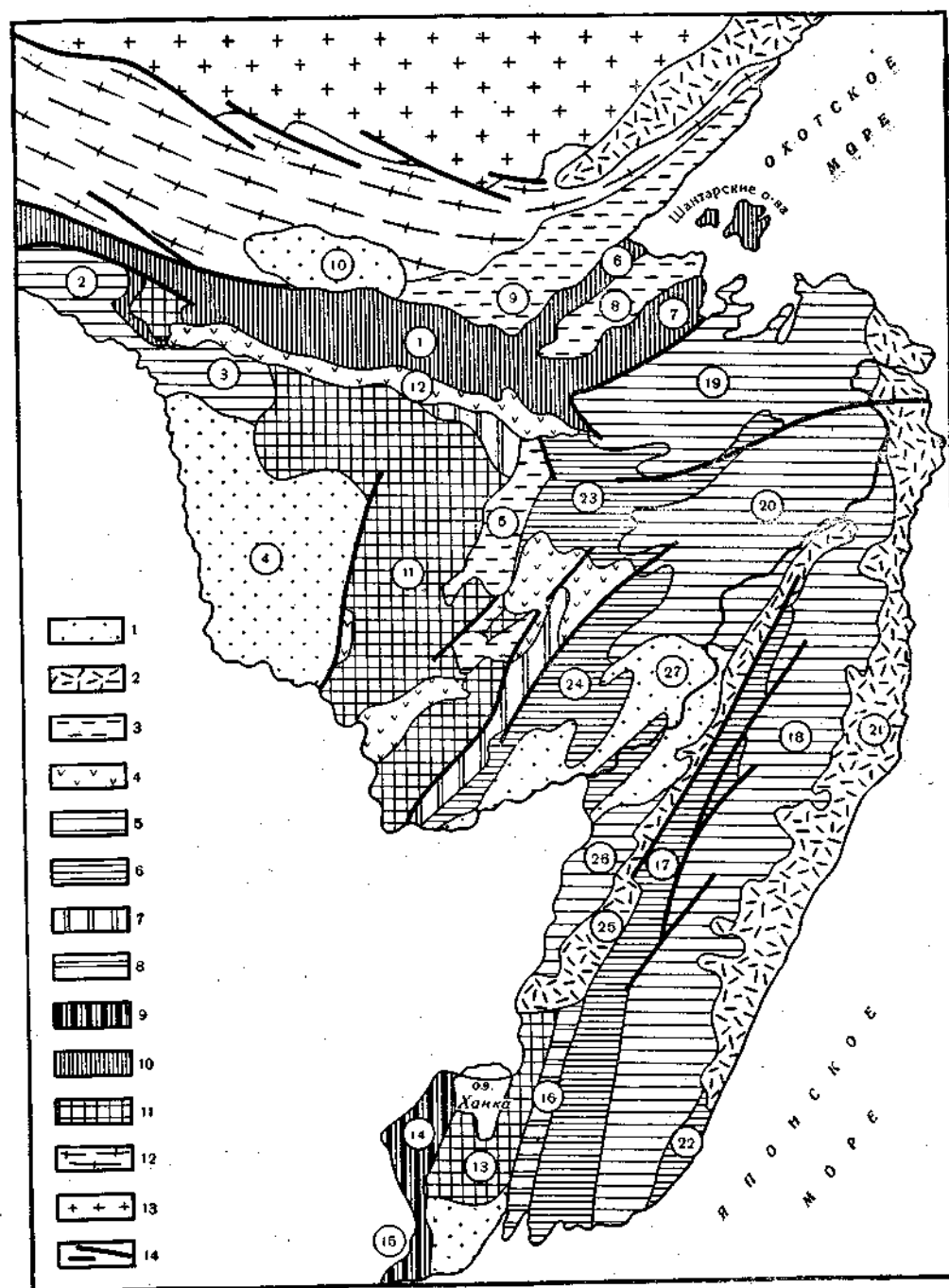


Рис. 132. Схема расположения основных структур Сихотэ-Алинской и восточной части Монголо-Охотской областей (по Л. И. Красному и др.):

1 — наложенные орогенные меловые и палеогеновые отложениями; 2 — вулканические пояса мелового и палеогенового времени; 3 — остаточные геосинклинальные и наложенные прогибы, выполненные юрскими и меловыми отложениями; 4 — меловые вулканические пояса; 5 — синклиории; 6 — антиклинорий; 7 — среднепалеозойские окраинные прогибы; 8 — палеозойско-мезозойский окраинный прогиб; 9 — палеозойский окраинный прогиб; 10 — антиклинорий, сложенный рифейскими и палеозойскими отложениями; 11 — массивы байкальской консолидации, переработанные процессами палеозойского и мезозойского магматизма; 12 — Становая область раннепротерозойской складчатости, переработанная процессами мезозойского магматизма; 13 — Сибирская добайкальская платформа; 14 — разломы. Цифрами в кружках обозначены основные структуры (см. в тексте)

нижний карбон. С юга антиклинорий ограничивается крупным разломом, а южнее располагается синклинорий, выполненный толщей кембрия, силура, девона и нижнего карбона (7 км) — слабометаморфизованными морскими терригенными образованиями: песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами и реже известняками, покровами диабазов, спилитов. После раннего карбона все эти отложения были интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитов. Отсутствуют породы среднего-верхнего (?) карбона, возможно, перми и нижнего-среднего триаса. Предполагается, что пермские отложения в этом районе существовали, однако впоследствии были размыты.

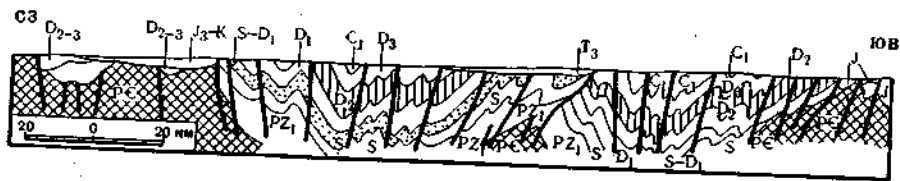


Рис. 133. Схематический профиль через Тыльско-Шантарский палеозойский прогиб (по В. Б. Караулову)

В восточной части Прихотского сегмента происходит разветвление, виргация единого Джагдино-Тукурингского антиклинория на ряд более частных (Тыльско-Шантарского (6), Бюконского (7) и других), разделенных Торомским прогибом (8). Все поднятия периклинально погружаются в сторону Охотского моря и в их пределах обнажаются нижнепротерозойские гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, а также рифейские (?) или нижнекембрийские филлиты, кварцево-сланцевые и графитовые сланцы общей мощностью более 4—5 км. На интенсивно дислоцированных образованиях несогласно залегают отложения силура, среднего и верхнего девона и, возможно, нижнего карбона, представленные морскими терригенными, частично вулканогенными породами: песчаниками, глинистыми сланцами, реже известняками, а также спилитами и кремнистыми сланцами. Общая мощность отложений превышает 10—11 км. Складчатость, имевшая место в конце раннего карбона, сопровождалась внедрением гранитоидных интрузий. На палеозойских отложениях с резким несогласием залегают верхнетриасовые, юрские и меловые отложения мощностью более 7 км, из которой 3—4 км приходится на долю юрских пород. Все они представлены морскими и реже континентальными, резко фациально изменчивыми терригенными отложениями. Лишь в нижнем мелу появляются покровы андезитов, толщи липаритовых туфов и игнимбритов. Главная складчатость имела место в начале позднего мела и сопровождалась внедрением гранитоидных интрузий. На крайнем северо-востоке сегмента находится Удский прогиб (9), выполненный слабо дислоцированными вулканогенно-осадочными отложениями юры и нижнего мела и на западе смыкающийся с Верхне-Зейской межгорной впадиной (10), где мощность континентальных отложений мела и кайнозоя превышает 2,5 км. Южнее Тыльско-Шантарского (рис. 133) и севернее Бюконского антиклинория находится упоминавшийся Торомский прогиб, выполненный терригенной флишевой юрой и вулканогенным верхним мелом. Юрские отложения местами сильно дислоцированы.

Как уже отмечалось, складчатые структуры Монголо-Охотской области с юга ограничены древними жесткими массивами: Аргунским на западе и Бурейским на востоке. Аргунский массив сложен протерозойскими метаморфическими породами: кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами, рифейскими (?) и нижнепалеозойскими известняками, доломитами и глинистыми сланцами в верхах разреза. По мнению одних геологов, в середине кембрия произошла резкая перестройка структурного плана и складчатость, а маломощные (сотни метров) грубообломочные и пестроцветные терригенные отложения

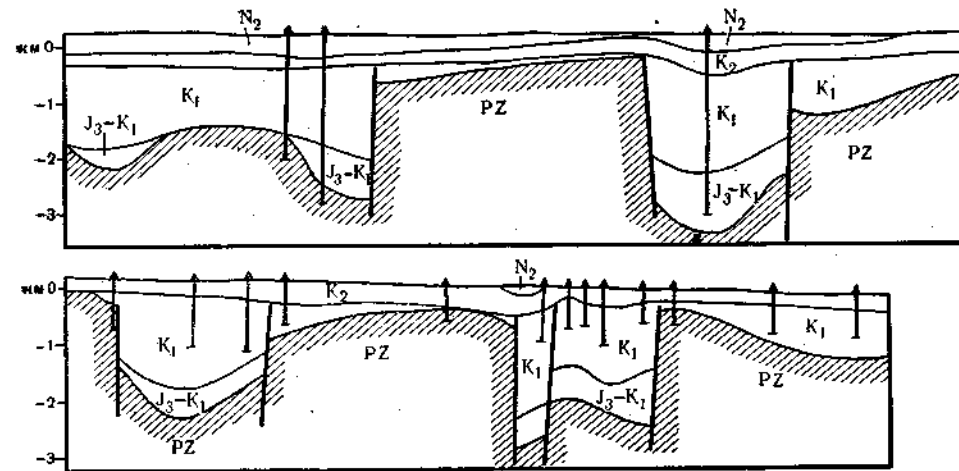


Рис. 134. Схематические геологические разрезы через Зее-Бурейскую впадину (по С. В. Железновой)

верхов силура — перми образуют уже чехол массива. Другие исследователи полагают, что в нижнем палеозое и даже в раннем силуре происходило непрерывное накопление осадочных пород и складчатость отсутствовала. Этот вопрос еще не решен окончательно, ввиду неразработанности стратиграфии. Во всяком случае несомненно, что начиная со среднего палеозоя большая часть Аргунского массива непрерывно испытывала относительные поднятия и только его западная окраина временами вовлекалась в более энергичные опускания.

Бурейский массив ограничен прямолинейными разломами. На севере он окаймляется узкой полосой верхнемеловых наземных эффузивов. Селемджинский пояс (12) на западе перекрыт меловыми — кайнозойскими континентальными отложениями Зее-Бурейской впадины (рис. 134), на востоке обрывается системой крупных разломов, а на юге уходит в пределы территории КНР. Фундамент массива сохранился лишь обрывками между огромными интрузиями гранитоидов нижнего и верхнего палеозоя, занимающими почти всю его территорию. Фундамент сложен в основном нижнепротерозойскими (?) гнейсами и кристаллическими сланцами, а в отдельных узких прогибах также рифейскими и кембрийскими преимущественно осадочными интенсивно дислоцированными толщами пород (5—7 км). Наряду с карбонатными и грубообломочными породами местами в разрезах появляются наземные эффузивы: липариты и дациты. На этих образованиях локально и резко несогласно залегают маломощные (до 1 км) осадочные и вулканогенные девонские отложения.

Начиная с позднего триаса и вплоть до раннего мела отдельные краевые участки массива испытывают опускания и происходит формирование наложенных прогибов: Буреинского на востоке, Амуро-Зейского на юго-западе и других, выполненных морскими и континентальными терригенными и вулканогенными отложениями. После тектонических движений конца раннего мела массив вновь дифференцированно опускается, происходит накопление континентальных верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых осадков, а в неогене, кроме того, извергались базальты.

**Выводы.** Сравнивая геологическое строение описанных выше сегментов Монголо-Охотской области, следует подчеркнуть, что на всей территории присутствуют мощные осадочно-вулканогенные толщи рифея и кембрия (скорее всего, нижнего кембрия), причем основные эффузивы локализуются вдоль узких прогибов в приразломных зонах. Южнее этой полосы в пределах «рамы» мезозойских складчатых зон Буреинского и Аргунского массивов, по мнению Л. И. Красного, в рифее — кембрии практически отсутствовала вулканическая деятельность и накапливались только песчано-глинистые и карбонатные отложения. В конце раннего кембрия и в среднем кембрии происходит интенсивная складчатость. На складчатом основании закладываются прогибы, в которых повсеместно развиты мощные силурийские, девонские и нижнекаменноугольные, преимущественно терригенные, но местами и вулканогенно-кремнистые образования, после раннего карбона подвигшиеся интенсивной складчатости. Таким образом, в «основании» Монголо-Охотской области лежит герцинский складчатый фундамент, насыщенный разновозрастными, главным образом верхнепалеозойскими интрузиями гранитоидов, производными кислой магмы. Основные интрузии хотя и внедрялись на протяжении всего палеозоя, но обладают четкой локализацией вдоль разломов и по объему значительно уступают кислым.

В пермское время начинается общее погружение области и трансгрессия моря с северо-востока и востока. Трансгрессия в дальнейшем возобновилась с перерывами в триасе и юре. Морские пермские отложения известны только в Восточном Забайкалье. В позднем триасе море достигло наиболее западных районов области, а в дальнейшем, вплоть до поздней юры и раннего мела, последовательно и непрерывно отступало на восток. Интенсивно прогибавшиеся дифференцированные прогибы заполнялись мощными сероцветными песчано-алевролитоглинистыми отложениями. Складкообразование было весьма энергичным, но неравномерным и мигрировало с запада на восток. Так, если в Восточном Забайкалье складчатость приходится на рубеж ранней и средней юры, то на востоке она происходит в конце поздней юры и даже в конце раннего мела. Поэтому если на западе средне- и верхнеюрские отложения обладают характером орогенных молассовых отложений, то в Амурском и Приохотском сегментах — только верхне- и частично нижнемеловые. Мигрируя с запада на восток, складчатость привела к возникновению современных структурных элементов Монголо-Охотской области, которая начиная с позднего мела испытывала дифференцированные движения с образованием межгорных впадин и поднятий линейных очертаний. Впадины заполнялись континентальными осадочными и вулканогенными отложениями. Мезозойский гранитоидный магматизм проявился слабее, чем палеозойский, и резко отличался от него малой глубиной формирования интрузий и обилием субвулканических тел. Однако в Восточном Забайкалье широко распространены триасовые и юрские граниты.

Таким образом, основные черты геологического строения Монголо-Охотского складчатого пояса показывают, что в мезозойское время, если и имело место геосинклинальное развитие, то явно нетипичное, вырожденное, отличающееся по целому ряду признаков от развития «нормальных» геосинклиналей.

### Полезные ископаемые

Монголо-Охотская складчатая область представляет собой исключительный интерес в отношении разнообразных полезных ископаемых, которые начали разрабатываться здесь еще во времена Петра I, когда из руды Забайкальских рудников было выплавлено первое русское серебро. Особенности размещения полезных ископаемых в этой области были установлены в 20-х годах нашего столетия выдающимися геологами А. Е. Ферсманом и, особенно, С. С. Смирновым. В Восточном Забайкалье последним были выделены пояса северо-восточного простирания, к которым приурочены полиметаллы на юго-востоке, олово, вольфрам и молибден в центре и золото и молибден на северо-западе. Месторождения последнего пояса накладываются уже на Селенгино-Яблоневую зону. Наряду с этими основными месторождениями встречаются также месторождения мышьяка, сурьмы, серебра, флюорита и киновари. Подавляющая часть месторождений связана с мезозойскими (юрскими) гранитоидными интрузиями, реже с меловыми. Ряд месторождений олова и вольфрама приурочен к герцинским гранитам, особенно на юго-западе Восточного Забайкалья. В Восточном Забайкалье известно более 500 месторождений полиметаллических руд в Сретенском, Нерчинском и Газимурском районах, а также несколько сотен месторождений олова и вольфрама, среди которых известностью пользуются такие, как Шерлова гора, Джидинское, Ононское и другие.

Россыпные и коренные месторождения золота, обладающие разным возрастом, тяготеют к разломам, ограничивающим Монголо-Охотскую область, с севера и известны в бассейнах рек Буреи, Зеи, Амгуни. В западной части Монголо-Охотской области распространены средние и малые месторождения титана, молибдена, флюорита и мышьяка.

В пределах всей Монголо-Охотской области встречаются месторождения угля. Наиболее крупный угольный бассейн находится в Зее-Буреинской впадине, где мощность нижнемеловой угленосной толщи превышает 2 км. Рабочая мощность угольных пластов достигает 10—13 м. Месторождения бурого угля обнаружены в этом же районе в верхнемеловых и палеогеновых отложениях, а в Восточном Забайкалье — в верхнеюрских и нижнемеловых.

На Буреинском массиве находится крупное железорудное Камканское месторождение, связанное с железистыми кварцитами позднепротерозойского возраста. Мелкие залежи железных руд известны и в Восточном Забайкалье.

### СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

На крайнем юго-востоке СССР, восточнее Буреинского и Ханкайского массивов, располагается область мезозойской складчатости, на севере погружающаяся под воды Охотского, а на юге — Японского морей, с востока она ограничена Татарским проливом. Сихотэ-Алинская область — типичный фрагмент Тихоокеанского пояса — протягивается в северо-северо-восточном направлении почти на 1500 км, достигая в ширину первых сотен километров. Завершающая складчатость прояви-

лась здесь несколько позже, чем в Монголо-Охотской области, — в конце раннего и в середине позднего мела. Сихотэ-Алинская область характеризуется крайне неоднородным строением и большим стратиграфическим диапазоном разреза. Наиболее известные работы по геологии этой области принадлежат Н. А. Беляевскому, И. И. Берсеневу, Э. П. Изоху, М. И. Ицксону, Л. И. Красному, П. Н. Кропоткину, М. С. Нагибиной, В. В. Онихимовскому, С. А. Салуно, А. М. Смирнову и многим другим.

### Тектоническое районирование

Западные районы Сихотэ-Алинской области в целом отличаются от восточных более ранней консолидацией, что связывается с примыканием их к районам байкальской (?) или раннепалеозойской складчатости Буреинского и Ханкайского (13) массивов (см. рис. 132). Юго-восточнее Ханкайского массива располагается Западно-Приморская, или Гродековская, складчатая зона (14), которая, по мнению А. М. Смирнова, должна быть выделена в самостоятельную зону, превращенную в складчатую структуру еще в палеозое. К югу от массива находится Южно-Приморская зона (15), во многом сходная с первой. Восточнее Ханкайского массива располагается Даубихинская зона (16) шириной в первые десятки километров, заложившаяся в краевой части массива. Отложения, слагающие ее, подверглись складчатости в основном в предпозднетриасовое время. По данным В. В. Бобылева и В. О. Соловьева, севернее, на границе с Буреинским массивом, находятся еще два прогиба, по стилю развития очень похожие на Даубихинский. Еще восточнее на геологических картах ясно вырисовывается Центральное-Сихотэ-Алинский антиклинорий (17), постепенно суживающийся к северу и погружающийся немного южнее широты Комсомольска-на-Амуре. Так же как и в Гродековской зоне, в конце палеозоя здесь имела место складчатость. С востока антиклинорий граничит с Главным Сихотэ-Алинским синклинорием (18), сложенным мезозойскими отложениями, подвергшимися заключительной складчатости в основном в позднем мелу, хотя его западная зона испытала складкообразование в середине раннего мела. Весьма похожи на них по истории развития Амгуньский (19) и Горинский синклинорий (20), располагающиеся севернее Хабаровска. На крайнем востоке Сихотэ-Алиния, в прибрежной зоне узкой полосой протягивается Сихотэ-Алинский вулканический пояс (21), сложенный верхнемеловыми и палеогеновыми эффузивами, почти полностью перекрывшими плохо выраженный Прибрежный антиклинорий (22). На крайнем северо-западе Сихотэ-Алинской области к востоку от Буреинского массива находятся Ванданский (23) и Ниланский (24) антиклинории, похожие по стилю строения на Гродековскую зону. Центральное-Сихотэ-Алинский антиклинорий с запада ограничивается Западно-Сихотэ-Алинским меловым вулканическим поясом (25), перекрывающим восточную часть Нижнебикинского прогиба (26), выполненного юрскими и нижнемеловыми отложениями. Чуть севернее находится Средне-Амурская впадина (27), выполненная континентальными верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями.

Характерной чертой мезозойского Сихотэ-Алиния является полициклическое геосинклинальное развитие, в котором можно выделять рифейско-кембрийский этап и палеозойско-мезозойский. О дорифейском

этапе трудно сказать что-либо определенное. По-видимому, в это время еще не существовало Тихоокеанского пояса.

### Основные черты геологического строения

Ханкайский массив, расположенный в районе оз. Ханка, сложен толщей докембрийских (нижне- и среднепротерозойских?) гнейсов и кристаллических сланцев большой (7—10 км) мощности. На них залегают рифейские и нижнекембрийские отложения (до 10 км), представленные метаморфическими и кремнистыми сланцами, известняками, песчаниками и алевролитами, смятыми в складки в конце раннего кембрия. На этом позднебайкальском складчатом комплексе несогласно залегают нижнепалеозойские толщи конгломератов, гравелитов и песчаников, а также андезитовых порфиритов и их туфов общей мощностью до 5 км, очень слабо дислоцированных. Их перекрывает пологая маломощная вулканогенно-осадочная пермь, а также меловые и кайнозойские континентальные, местами угленосные отложения.

В Западно-Приморской, или Гродековской, зоне наиболее древние отложения представлены силурийскими или нижнедевонскими кремнистыми породами с пачками спилитов. Выше лежащие девонские отложения образуют песчано-сланцевую и кремнистую толщу пород со спилитами, андезитами и андезито-базальтами. Каменноугольные отложения представлены терригенно-карбонатными, местами кремнистыми толщами. Общая мощность этих отложений не менее 8—10 км. На этих отложениях с резким несогласием залегают толща вулканогенных и терригенных континентальных пород верхней перми. Первые представлены средними и кислыми эффузивами и их туфами, игнимбритами и слагают нижнюю часть разреза. Вторые — песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В поздней перми отложения были прорваны интрузиями габброндов, диоритов и гранитов. Выше несогласно залегают прибрежно-морские и континентальные терригенные отложения триаса (до 3 км), смятые в пологие брахиморфные складки. На триасовые и более древние образования несогласно наложены впадины, выполненные континентальными угленосными и наземными вулканогенными отложениями мела мощностью до 3,5 км. На всех этих толщах почти горизонтально залегают маломощные палеогеновые и неогеновые отложения.

Южно-Приморская зона по своим геологическим особенностям очень похожа на Гродековскую. Отличие состоит лишь в появлении морских фаций в верхнемеловых отложениях и внедрении в позднем мелу гранитоидных интрузий.

В Даубихинской зоне непосредственно на позднебайкальском складчатом фундаменте погруженной окраины Ханкайского массива залегают пермские и нижнетриасовые терригенные отложения мощностью в 2,5—3,5 км, несогласно перекрываемые морскими и прибрежно-морскими, местами угленосными отложениями верхнего триаса (2 км). Юрские и меловые отложения, представленные континентальными угленосными красноцветными грубообломочными породами, мощностью в первые сотни метров, образуют ряд наложенных впадин. Следует отметить, что в Куканском и Алчанском прогибах на верхнепермских терригенных породах верхнетриасовые залегают с резким несогласием и представлены грубообломочными отложениями. Основная складчатость имела место в предпозднетриасовое, а частично и в раннеюрское время (на юге).

Расположенный восточнее Центральное-Сихотэ-Алинский антиклинорий надвинут по крупному Даубихинскому надвику к западу на одно-

именную зону. С востока антиклинорий также ограничивается региональным разломом — Центрально-Сихотэ-Алинским структурным швом. В пределах этой горстообразной структуры развиты преимущественно палеозойские отложения, представленные филлитами, кварцсерицитовыми сланцами, туфо-песчаниками и основными эффузивами мощностью в несколько километров. Возраст толщ условно определяется как силурийско-девонский, хотя фауны в ней почти нет. На этих отложениях с разрывом залегают каменноугольные отложения — толща типично геосинклинальных вулканогенно-кремнистых пород: диабазов, порфиритов, кремнистых сланцев, яшм с линзами рифогенных известняков (2—3 км). Верхний карбон и пермь представлены кремнисто-сланцевой толщей мощностью до 7 км, причем в верхах разреза появляются кислые и средние эффузивы, частично формировавшиеся уже в наземной обстановке. Все палеозойские отложения дислоцированы в линейные складки, опрокинутые в западном направлении и прорванные позднепермскими интрузиями габбро и гранитов. В последнее время появились данные о присутствии протерозойских отложений в Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории, представляющих собой, по-видимому, тот фундамент, на котором заложились геосинклиналь.

Мезозойские отложения развиты гораздо слабее и представлены терригенными породами триаса (0,5—0,8 км) и юры (1,3 км) с прослоями туфов и покровами базальтов. Нижний мел. мощностью до 2 км сложен конгломератами, песчаниками и алевролитами. Верхнемеловые и палеогеновые отложения представлены наземными эффузивами, несогласно перекрывающими все отложения и очень полого дислоцированными. Таким образом, мощность терригенных отложений мезозоя в пределах антиклинория не превышает 4—4,5 км.

Все домеловые отложения интенсивно дислоцированы и смяты в линейные складки. Широко развиты надвиги с амплитудой перемещения к западу в первые километры, а также сбросы, сдвиги и сбрососдвиги, преимущественно северо-западного и субширотного простирания.

Главный Сихотэ-Алинский синклиниорий характеризуется мощнейшим разрезом мезозойских отложений (17—18 км). Все образования палеозоя глубоко погружены и на поверхности не обнажены. В западном борту синклиниория развиты преимущественно триасовые и юрские отложения, представленные глинистыми сланцами и зеленокаменной вулканогенной толщей спилитов, туфов, яшм, кремнистых сланцев и т. д. (5—6 км). На востоке шире распространены юрские и особенно меловые (досенонские) песчано-глинистые флишондные отложения с пачками кремнистых и туфовых пород в юре. Максимальная мощность меловых отложений достигает 12 км. Досенонский комплекс осадков интенсивно дислоцирован в линейные складки, особенно сжатые в западном борту.

Выше резко несогласно лежат верхнемеловые (сенон-даний) и палеогеновые эффузивы кислого, среднего и реже основного состава, относящиеся уже к вулканическому краевому Сихотэ-Алинскому поясу, протягивающемуся в северо-восточном направлении почти на 1500 км при ширине до 100—150 км и пространственно связанному с крупным глубинным швом, хорошо трассируемым зоной положительных магнитных аномалий. Пояс сложен мощными (до 6 км) толщами наземных эффузивов, начавших формироваться в сантонском веке. В западной зоне пояса преимущественно развиты верхнемеловые кислые и средние туфы, покровы игнимбритов, экструзии, субвулканические тела. Восточная зона пояса характеризуется присутствием главным образом палео-

теновых и неогеновых, а также четвертичных основных эффузивов. Как с верхнемеловыми, так и с палеогеновыми вулканитами тесно связаны разнообразные интрузии от габбро и диоритов до гранитов и щелочных гранитов. Меловые и палеогеновые вулканические толщи смяты в пологие брахиморфные складки, а неогеновые и четвертичные эффузивы лежат практически горизонтально.

По данным М. В. Фаворской, И. И. Берсенева, Е. В. Быковской и других, намечается пять фаз усиленной эффузивной и интрузивной деятельности в истории развития вулканического пояса: 1) позднемеловая (липариты, андезиты, габбро, диориты, гранит-порфиры); 2) раннепалеогеновая (андезиты, липариты, габбро, граниты); 3) позднепалеогеновая (андезито-базальты, дациты, липариты, диориты, граниты); 4) неогеновая (базальты, андезиты, липариты); 5) раннечетвертичная (базальты).

Западнее Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, примерно вдоль Даубихинского разлома, протягивается еще один вулканический пояс, сложенный континентальными кислыми и средними эффузивами и заложившийся в конце позднего мела.

В северо-западных и северных районах Сихотэ-Алинской области разрез отложений Ванданского и Ниланского антиклинориев напоминает разрезы Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория и Гродековской зоны. Здесь развиты сложно дислоцированные в позднепермское время девонские, каменноугольные и пермские отложения, перекрытые несогласно залегающими и пологоскладчатыми грубообломочными, часто угленосными, отложениями мезозоя и наземными кислыми и средними вулканитами верхнемелового возраста Баджалской зоны (между Ниланским и Ванданским антиклинориями). Амгуньский и Горинский синклиниории сложены мощными терригенными флишондными толщами верхнего триаса — низов нижнего мела, а восточнее — вулканогенно-осадочными (морскими) отложениями первой половины верхнего мела. Все отложения энергично дислоцированы в сложные сжатые складки.

После главной складчатости местами происходило формирование наложенных впадин и вулканических покровов. Впадины обычно выполнены континентальными песчано-глинистыми, часто угленосными отложениями, а также продуктами наземных вулканических извержений. Например, в Средне-Амурской межгорной впадине мощность палеогеновых отложений достигает 2 км. Ряд более мелких впадин ограничен сбросами, что придает им грабенообразный характер.

**Выводы.** Сихотэ-Алинская мезозойская складчатая область характеризуется геологическим развитием, типичным для Тихоокеанского пояса. Как и в других регионах, здесь можно выделить комплексы основания и главный геосинклинальный. На западе и юго-западе фрагменты позднебайкальских (?) структур образуют «раму» мезозойца — Буреинский и Ханкайский массивы. В северо-восточных районах области предполагается тесная связь байкальских структур с более поздними, тогда как в остальных местах такой связи не обнаруживается. По мнению С. А. Салуна, в раннем палеозое на месте Сихотэ-Алинской области существовал устойчивый массив платформенного типа, на котором в позднем силуре заложились геосинклинальные прогибы. В этих прогибах наиболее отчетливо выражен девонско-пермский комплекс пород — типично геосинклинальный, с мощными толщами зеленокаменных, терригенных и карбонатных образований. Очень характерны для палеозоя отложения кремнисто-вулканогенной формации. В разрезе палеозойских толщ имеют место несогласия и перерывы, однако наи-

более энергичные движения приходится на конец позднего палеозоя — начало триаса, когда местами происходила складчатость. Но она не привела к образованию законченных структур, не сопровождалась орогенезом (молассы отсутствуют) и перестройкой тектонического плана. После очень короткого промежутка времени (ранний, местами средний триас) снова возобновились интенсивные нисходящие движения и геосинклинальное развитие регенерировалось. Оно продолжалось в Сихотэ-Алине до середины позднего мела, дольше, чем в других областях мезозойского СССР.

Собственно мезозойский геосинклинальный комплекс подразделяется на нижнюю часть, примерно до средней юры, и верхнюю, до середины верхнего мела. Первая характеризуется широким развитием вулканогенно-кремнистых пород, что сближает ее с палеозойскими толщами, а вторая складывается терригенными сероцветными песчано-глинистыми отложениями, напоминающими верхоянскую серию Северо-Востока СССР, что впервые было подмечено П. Н. Кропоткиным. Орогенный комплекс по времени отвечает верхам верхнего мела — миоцену и представлен наземными вулканитами и континентальными молассами.

Все структуры Сихотэ-Алинской области обладают линейной формой и состоят из сжатых складок, часто изоклинальных, опрокинутых к западу. Большую роль в формировании складчато-глыбовой структуры Сихотэ-Алинской области играют разломы, крупнейшие из которых обычно служат границами всех наиболее важных структурных элементов. Часто такие разломы представляют собой сложно построенные швы шириной в десятки километров с многочисленными опережающими разломами, нередко сдвигами, контролирующими размещение интрузий, например крупные разломы, ограничивающие с запада и востока Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий, разлом, с которым связан Сихотэ-Алинский вулканический пояс, и другие.

### Полезные ископаемые

Сихотэ-Алинская складчатая область весьма богата разнообразными полезными ископаемыми, среди которых первое место занимают месторождения олова. По данным Е. А. Радкевич, возраст оруденения становится все более молодым при движении с запада на восток. Так, в Ханкайском массиве и в Гродековской зоне известны палеозойские оловорудные месторождения, а в Даубихинской зоне и Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории преимущественно развиты мезозойские месторождения золота, олова, молибдена и вольфрама, генетически связанные с меловыми гранитоидами. В более восточных районах области, в Главном Сихотэ-Алинском синклинории и в пределах вулканического пояса оруденение в основной своей массе имеет кайнозойский возраст и представлено различными типами: ртутным, золото-серебряным, свинцово-цинковым, молибденовым и другими. Все месторождения относятся к средне- и низкотемпературным и приурочены к гипабиссальным и субвулканическим массивам. Широкой известностью пользуются Дальнегорские полиметаллические месторождения, а также оловорудные (Хрустальное), золоторудные. В Нижнем Приамурье известны и россыпные месторождения золота. Из нерудных полезных ископаемых наибольшее значение имеют угли, промышленные месторождения которых приурочены к меловым, неогеновым и палеогеновым отложениям. С нижнемеловыми породами связаны известные Утесные и Партизанские угольные залежи Южного Приморья. Более мелкие залежи угля палеогенового и неогенового возраста известны

в пределах Ханкайской и Уссурийской впадин, в Дальнегорском районе и в ряде других мест.

### ОБЛАСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

На крайнем востоке СССР располагается протяженный пояс молодых складчатых структур, часть из которых в настоящее время обладает энергичной тектонической и вулканической активностью. Районы, входящие в пределы Советского Союза, являются наиболее внутренними зонами Тихоокеанского пояса. Области кайнозойской складчатости располагаются в пограничной полосе между континентом и океаном. Ее внешние зоны имеют земную зону континентального типа. В более внутренних районах располагаются участки как с океанической, так и материковой корой. И только начиная с восточного борта глубоководного желоба, протягивающегося вдоль всех этих структур, земная кора приобретает типично океанический характер. Вдоль границы материк — океан простираются мощные глубинные разломы (зоны Заварицкого — Беньюфа), с которыми связана современная высокая сейсмическая и вулканическая активность. Области кайнозойской складчатости отделены местами от более внешних, мезозойских складчатых областей Тихоокеанского пояса вулканическими поясами: на севере — Охотско-Чукотским, на юге — Сихотэ-Алинским. В центре северо-западной части Тихоокеанского пояса соотношение областей кайнозойской складчатости с более древними структурами не очень ясно. Области кайнозойской складчатости выделяются достаточно определенно и почти везде имеют четкие ограничения. В зависимости от геологической истории, структуры и пространственного расположения в пределах внутренней зоны Тихоокеанского пояса могут быть выделены следующие складчатые области (см. рис. 121): 1) Анадыро-Корякская, занимающая крайнее северо-восточное положение и закончившая свое геосинклинальное развитие в начале палеоцена (ларамиды), так что по существу это поздние мезозойды; 2) Олюторско-Камчатско-Курильская, протягивающаяся от побережий Олюторского залива до о. Хоккайдо; 3) Сахалинская. Западные зоны Олюторско-Камчатско-Курильской области на Камчатке резко отличаются по своему строению от восточных, наиболее активных в настоящее время, и по существу также являются ларамийскими. От восточного побережья Камчатки под прямым углом отходит Алеутская островная дуга, самая западная часть которой — Командорские острова — попадает в пределы СССР.

Расположенная севернее о. Хоккайдо Сахалинская складчатая область, по-видимому, слепо кончается на севере, где-то на широте Шантарских островов. Положение Сахалина в структуре кайнозойского пояса не совсем определено, в частности неизвестно, что находится к востоку от него. В центре Охотского моря предполагается древний консолидированный массив, так называемая «Охотия», ныне погруженный под уровень моря. Все эти складчатые области отличаются во многих отношениях от Альпийского пояса, что впервые было отмечено Н. С. Шатским.

### АНАДЫРО-КОРЯКСКАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах северной области, по данным С. М. Тильмана и других, четко выделяются три основных комплекса пород: нижний, представленный породами палеозоя, средний, слагаемый нижнемезозойскими

отложениями, и верхний, образуемый толщами пород, начиная с верхней юры и кончая нижним палеоценом. Палеозойские породы нижнего комплекса слагают складчатый фундамент, на котором заложилась позднемезозойская геосинклиналь. Образования среднего комплекса представлены относительно маломощными терригенными и туфогенными породами среднего триаса — средней юры. Верхний комплекс сложен образованиями позднемезозойской — раннекайнозойской геосинклинали, подвергшимися складчатости в конце позднего мела — раннем палеогене, а местами и в миоцене.

**Нижний комплекс.** Палеозойские породы обнажаются только в сводовых частях крупных антиклинориев, таких, как Таловско-Майнский, Пикасваямский и других. В основании разреза залегает толща, сложенная хлоритовыми, глаукофановыми, амфиболитовыми и глинистыми сланцами, с пачками спилитов, диабазов, яшм и кремнистых сланцев, заключающих глыбы (?) или прослойки мраморизованных известняков с фауной ордовика и силура. Положение этой толщи, ее структура и взаимоотношение с более молодыми породами неясны. В этих же районах известна и среднедевонская кремнисто-вулканогенная толща (до 1 км), сложенная яшмами, спилитами, диабазами, глаукофан-эпидотовыми и глинистыми сланцами, а также рифогенными известняками. Сильно изменчивые в мощности (от 0,8 до 2 км) породы нижнего карбона с несогласием залегают на всех более древних толщах и представлены конгломератами с прослоями песчаников, углистых алевролитов, андезитовых и дацитовых туфов и маломощных горизонтов андезитов и дацитов. Пермские отложения мощностью до 1,5 км также представлены песчано-конгломератовыми породами с прослоями известняков в верхней половине разреза. В более восточных районах, в частности в Хатырском, стратиграфия и тектоническая позиция палеозойских отложений изучены еще недостаточно. Палеозойские отложения известны только в тектонических блоках (силур, девон, нижний карбон). Как правило, блоки этих пород находятся в тесной связи с тектонической брекчией — меланжем, состоящим из обломков кремнистых пород, основных эффузивов, габброидов и серпентинизированных гипербазитов. Этот меланж, по мнению Н. А. Богданова, залегает в основании крупных покровных пластин или сам их слагает. Ввиду плохой изученности региона его структура еще не выяснена.

Анализ разреза палеозойских отложений в западных районах области позволяет выделить среди них геосинклинальные и орогенные образования. К последним могут относиться грубообломочные конгломератовые и песчаниковые верхнепалеозойские толщи, обнажающиеся во многих местах. Обращает на себя внимание полное отсутствие в этих районах гранитоидных интрузий. Следует подчеркнуть, что породы нижнего комплекса Анадыро-Корякской области отличаются от палеозойских толщ Чукотского сегмента мезозойского значительно большим количеством вулканогенных пород, в том числе спилитов.

**Средний комплекс** обнажается в сводовых частях тех же самых антиклинориев и залегает с разрывом и несогласием на палеозойских толщах. Средне- и верхнетриасовые, а также нижне- и среднеюрские отложения слагаются терригенными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами, разнообразными глинистыми сланцами, а также туфогенными пачками общей мощностью не более 2 км. Все эти отложения смяты в сравнительно простые и пологие складки, отличающиеся от напряженных складок в толщах палеозоя. Трактовка этого комплекса различна. Одни геологи, С. М. Тильман, Н. А. Шило и другие, считают, что отложения среднего комплекса отражают этап тектони-

ческой стабилизации и не являются типично геосинклинальными. Другие, например Б. Х. Егизаров, предполагают, что они слагают низы главного геосинклинального комплекса.

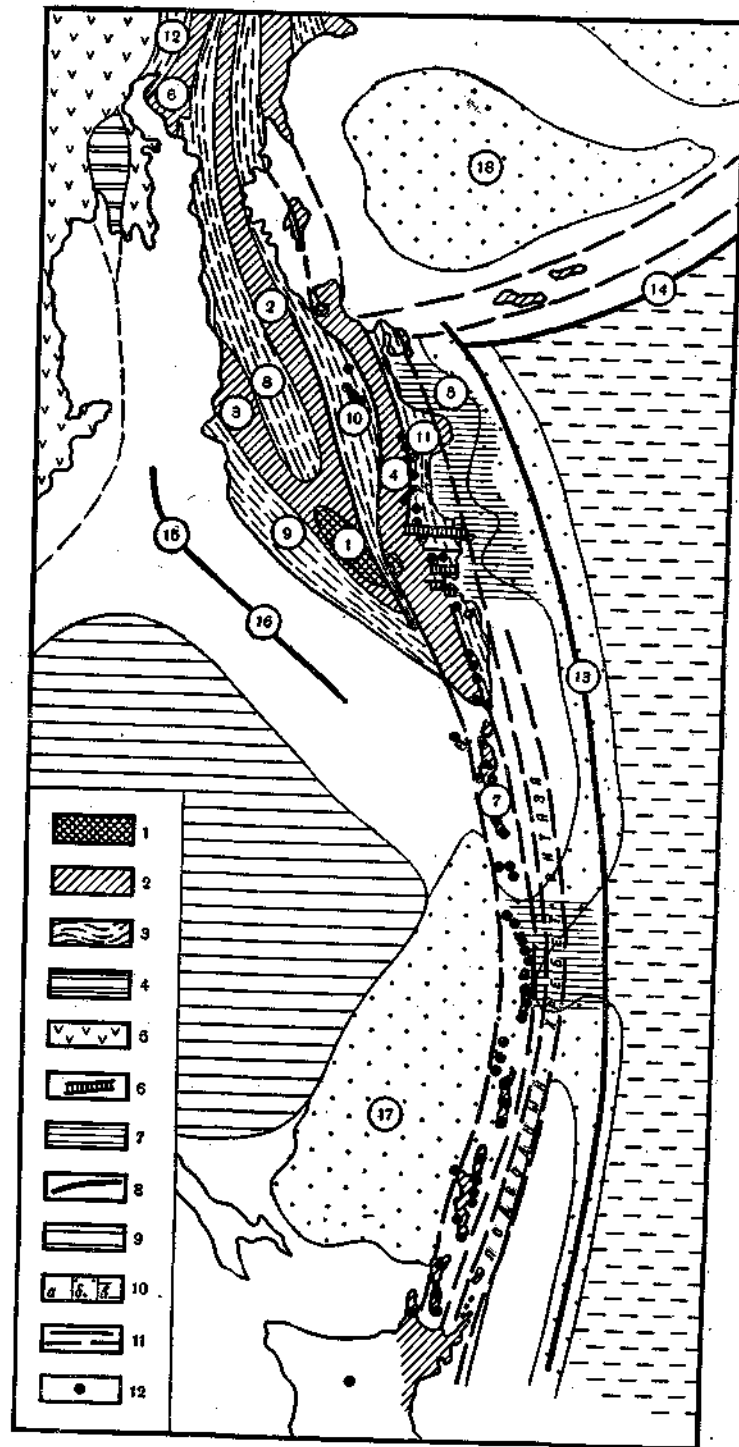
**Верхний комплекс** представлен геосинклинальными отложениями, начиная с верхней юры и кончая данием или нижним палеоценом. Анализ сложного разреза этих образований позволяет выделить в нем три основные толщи, обособленные друг от друга. К первой относятся породы верхней юры и готеривского яруса нижнего мела, ко второй — баррема — маастрихта, к третьей — породы дания — эоцена. Формирование комплекса геосинклинальных отложений происходило в двух последовательно замыкавшихся с запада на восток прогибах: Пенжинском и Центрально-Корякском, ныне превращенных в сложно построенные синклиории.

В первом из них заложение геосинклинального прогиба произошло в поздней юре — валанжинском веке раннего мела. Отложения этого возраста представлены кремнисто-вулканогенной толщей спилитов, базальтов и их туфов, яшм, кремнистых и глаукофановых сланцев (2—3 км) и вулканогенно-терригенной толщей (1—2 км) вулканомиктовых песчаников, туфов среднего состава и аргиллитов. Все эти отложения залегают с несогласием на более древних породах, в том числе и ниже-среднеюрских.

Вышележащую толщу туфогенно-терригенных пород (до 2,7 км) образуют отложения готерива, баррема и нижнего апта. Еще выше согласно залегают алевролиты и песчаники верхнего апта — альба (3 км). Общая мощность нижнемеловых отложений достигает 9 км. Они сильно дислоцированы, нарушены надвигами и сбросами и частично метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Верхнемеловые отложения залегают с несогласием на нижнемеловых и слагают частные прогибы, располагавшиеся на крыльях растущих поднятий. Сенман-маастрихтские морские толщи сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами (4 км), местами обладающими флишоидным обликом. В верхах разреза появляются угленосные прослойки. В датском веке начинается замыкание геосинклинальных прогибов, происходит складчатость, орогенез и формирование межгорных впадин (Пенжинской, Маметчинской и других). Терригенные толщи датского яруса сменяются в палеоцене-олигоцене прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями (до 2,6 км). В более северных районах Анадыро-Корякской области формирование моласс, часто угленосных, начинается еще в датском веке, а восточнее — с эоцена. Кое-где (хребет Рарыткин) проявляется наземный вулканизм с извержением базальтов, кислых игнимбритов и туфов (до 2 км).

В более восточном Центрально-Корякском прогибе разрез геосинклинальных отложений похож на описанный разрез Пенжинского прогиба. Начальные стадии развития геосинклинали приходятся на позднюю юру — валанжинский век, когда накапливались терригенные толщи пород значительной мощности. Присутствие нижнемеловых пород вызывает споры. По-видимому, отложения сантона и кампана, представленные очень мощной (до 8 км) толщей кремнисто-вулканогенных и песчано-алевролитовых пород, залегают с несогласием на нижележащих породах. Отложения маастрихтского и датского ярусов залегают также трансгрессивно и представлены туфогенно-терригенными, частично флишоидными мощными толщами (до 5 км). К югу от них кремнисто-вулканогенные породы замещаются флишоидными песчано-глинистыми толщами. В конце датского века происходит складчатость и под-



нятие, а в палеогене накапливаются молассовые континентальные песчано-конгломератовые толщи (2,7 км).

**Выводы.** Палеозойский комплекс Анадыро-Корякской области испытал складчатость в позднем палеозое, а в течение раннего мезозоя происходили относительно слабые погружения. В западных районах области заложение геосинклиналей произошло в поздней юре — валанжинском веке. Ранние и средние стадии развития геосинклиналей вплоть до середины позднего мела примерно везде одинаковы, однако в дальнейшем западные зоны начали подвергаться складчатости раньше, чем восточные. Внутренние зоны геосинклинали по сравнению с внешними характеризовались значительно большим развитием основного подводного вулканизма, а в последних преобладали терригенные, часто флишоподобные толщи. Наблюдается очень сложная картина чередования отдельных прогибов с вулканизмом и без такового. Обращает на себя внимание присутствие протяженных офиолитовых зон и полное отсутствие гранитоидных интрузий. Даже в орогенный этап развития проявлялся андезитово-базальтовый вулканизм, но не липаритовый. Особенности строения и магматизма этой области позволили Н. А. Богданову предположить, что геосинклинали закладывались здесь на коре океанического типа, вблизи края континента.

Таким образом, в Анадыро-Корякской области наиболее отчетливо проявились тектонические движения конца позднего мела — раннего палеогена, известные в Кордильерах Северной Америки как ларамийские. Однако на всех тектонических картах этот регион относится к кайнозойской складчатой области. Основанием для этого, как отмечают С. М. Тильман, В. Ф. Белый, А. А. Николаевский и другие, служит более позднее заложение геосинклинальных прогибов (поздняя юра), чем в настоящих мезозоидах (средний — поздний палеозой), а соответственно и более поздняя складчатость.

#### ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКО-КУРИЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Полуостров Камчатка и дуга Курильских островов благодаря своему положению на границе с Тихим океаном, позволяющему получить представление о строении переходных зон от континента к океану, являются одним из интереснейших геологических районов на территории СССР. По своим геологическим особенностям Камчатка отчетливо подразделяется на западную и восточную части, причем последняя объединяется с Курильскими островами, которые представляют собой островную дугу (рис. 135). На Камчатке распространены отложения широкого стратиграфического диапазона, преимущественно кайно-

Рис. 135. Схема расположения основных структур Олюторско-Камчатско-Курильской области (по А. В. Горячеву, с изменениями):

1 — поднятия, сложенные докембрийскими (?) метаморфическими толщами: Малкинское (1), 2 — антиклинорий и горст-антиклинорий: Срединно-Камчатский (2), Тагильский (3), Восточно-Камчатский (4), Тихоокеанский (5), Таловско-Майнский (6), Большой Курильский гряды (7), 3 — синклинорий и грабесинклинорий: Паланский (8), Западно-Камчатский (9), Центрально-Камчатский (10), Восточно-Камчатский (11), Пенжинский (12), 4 — Тайгоносский массив; 5 — Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс; 6 — поперечные грабены и горсты; 7 — участки современных наложенных прогибов; 8 — оси желобов, выраженные в рельефе морского и океанического дна: Курило-Камчатского (13), Алеутского (14), Тиро (15), Лебедя (16), 9 — область устойчивого поднятия (гипотетический Охотский массив); 10 — типы земной коры: а — континентальный; б — промежуточный (субокеанический); в — океанический, 11 — крупные разломы, достоверные и предполагаемые; 12 — главные действующие вулканы. Глубоководные впадины: Южно-Охотская (17), Командорская (18)



зойские, еще недостаточно изученные. Особенно это относится к древним (верхнемеловым) толщам, возраст которых определяется лишь весьма условно. Лучше исследованы верхнемеловые, кайнозойские и четвертичные отложения, хотя их стратиграфия также еще нуждается в существенной доработке. Уже отмечалось, что в геологическом отношении юго-восточная часть Корякского нагорья, так называемый Олюторский район, объединяется с восточной половиной Камчатки, тогда как ее западная половина имеет очень много сходства с ларамидами Анадыро-Корякской области. Несмотря на это, мы рассмотрим Камчатку целиком, чтобы лучше выявить эту разницу в ее геологическом строении.

**Олюторский синклиниорий.** В этом районе устанавливается непрерывный разрез геосинклинальных отложений, начиная с сантонского яруса и до нижнего миоцена включительно. Сантон-кампанские отложения представлены мощной (4 км) вулканогенно-кремнистой толщей, состоящей из пестрых яшм и кремнистых сланцев, базальтов и их туфов, реже андезитов, прослоев конгломератов, песчаников и алевролитов. На этих отложениях залегает маастрихт-датская кремнисто-вулканогенная толща (5 км), сменяющаяся выше палеоценовыми кремнистыми, туфогенно-терригенными и кремнисто-вулканогенными породами (1,5 км). Далее разрез наращивается кремнисто-вулканогенно-терригенной олигоцен-нижнемиоценовой толщей, мощность которой оценивается от 3,5 до 10 км. Состоит эта толща из переслаивающихся кремнистых сланцев, спилитов, базальтовых туфов, песчано-глинистых сланцев, разнообразных туффитов, туфобрекчий и туфов, находящихся в сложных фацциальных взаимоотношениях. Местами отложения приобретают флишеидный характер.

В среднем миоцене происходит энергичная складчатость, поднятие и образование наложенных впадин, заполненных морскими и континентальными молассаами, причем последние перемежаются с наземными эффузивами. Средне-верхнемиоценовые отложения мощностью до 2,5 км представлены разнородными песчаниками, часто туфогенными, конгломератами, гравелитами с пластами андезито-базальтов. Залегаящие выше с размывом плиоценовые отложения сложены конгломератами, песчаниками с пластами бурых углей, глинами, а также базальтами и андезитами, общая мощность 3 км. К антропогену относятся обширные покровы базальтов. Комплекс орогенных отложений смят в очень пологие складки, а платоэффузивы лишь слегка покороблены.

**Камчатский полуостров.** В пределах Камчатки довольно хорошо обособляется несколько основных комплексов пород, взаимоотношения между которыми не совсем ясны: комплекс древнейших пород (протерозой? — палеозой?), мезозойский комплекс, представленный, по существу, лишь верхнемеловыми отложениями, и комплекс кайнозойских отложений.

Наиболее древние толщи пород на Камчатке обнажены только в двух местах: на юге Срединного Камчатского хребта (Малкинский кряж) и в Ганальском хребте, западнее г. Петропавловск-Камчатский. В районе Малкинского кряжа в нижней части разреза залегает толща разнообразных парагнейсов, главным образом биотитовых, с прослоями кристаллических сланцев и амфиболитов (колпаковская серия) мощностью до 5 км. Выше по разрезу, возможно с несогласием, залегает мощная толща (5 км) кристаллических, хлоритовых, ставролит-гранатовых, слюдяно-кварцевых и других сланцев (камчатская серия), среди которых наблюдаются переходные разности, с одной стороны, к гнейсам, а с другой — к менее метаморфизованным поро-

дам — филлитам. Все эти отложения чрезвычайно сильно дислоцированы. Как в Срединном хребте, так и в Ганальском на этих отложениях с несогласием (?) залегает толща актинолит-эпидотовых и эпидот-хлоритовых сланцев с прослоями филлитов, конгломератов, аспидных сланцев, кварцитов, метаморфизованных вулканогенных пород (порфиритов, альбитофиров и их туфов) максимальной мощностью до 5,5 км (малкинская серия). Таким образом, суммарная мощность «древних» метаморфических толщ превышает 15 км.

Стратиграфическая позиция этих отложений до настоящего времени вызывает споры. Одни исследователи (Л. И. Красный, В. П. Мокроусов, А. Ф. Марченко, А. М. Смирнов и другие) предполагают архейский или микнепротерозойский возраст колпаковской серии и верхнепротерозойский или нижнепалеозойский — камчатской. По данным этих же геологов, малкинская серия может отвечать нижнему палеозою. Древние толщи считаются «обломком» гипотетического Охотского массива, который предопределил конфигурацию позднемеловых геосинклиналей Камчатки.

Другое мнение, основанное на более поздних деталях работ М. М. Лебедева, В. Н. Бондаренко, В. А. Ярмолюка и других исследователей, заключается в признании молодого — позднемелового возраста «древних» метаморфических толщ юга Камчатки. Прогрессивный полиметаморфизм исходных флишеидных песчано-глинистых и реже основных вулканогенных пород имел место в конце мелового — начале палеогенового периодов. В последнее время появились сведения о наличии в этих толщах пылицы каменноугольного возраста и получена одна цифра абсолютного возраста в 470 млн. лет (Л. В. Фирсов). Не исключена возможность присутствия на юге Камчатки отдельных блоков палеозойских, а может быть, и допалеозойских пород, окруженных в различной степени метаморфизованными верхнемеловыми геосинклинальными отложениями.

**Мезозойский комплекс.** Среди мезозойских отложений на Камчатке преимущественным распространением пользуются мощные толщи верхнемеловых пород. Верхний мел местами обнажается на западном побережье Камчатки (м. Омгон), но главным образом в хребтах Срединном, Ганальском, Валагинском, Кумроч и Тумрок. Четко выделяются два типа разреза верхнемеловых отложений, развитых в двух зонах: западной и восточной. Первый из них характеризует более внешние части позднемеловой геосинклинали, а второй — внутренние.

На м. Омгон обнажается толща терригенных верхнемеловых пород, состоящая из разнородных песчаников, алевролитов и аргиллитов, реже кремнисто-глинистых сланцев, видимой мощностью более 1 км. Подобные же отложения верхнего мела вскрыты скважинами и в более южных районах западного побережья Камчатки вплоть до Большерецка. Истинная мощность верхнемеловых пород западной зоны составляет, по видимому, несколько километров.

Восточной зоне принадлежат, по существу, все другие разрезы верхнемеловых отложений Камчатки, которые еще плохо изучены. Для каждого района выделяются многочисленные местные стратиграфические подразделения, часто с трудом сопоставляемые друг с другом. В Срединном хребте низы разреза верхнемеловых отложений представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, выше сменяющимися вулканогенно-кремнистыми породами: порфиритами и их туфами, кремнистыми сланцами, туффитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями. Мощность этих отложений превышает 4 км. К востоку от Срединного, в Валагинском хребте верхнемеловые толщи достигают

огромной мощности (10—11 км), но сохраняют примерно такой же стиль разреза. В низах располагаются песчано-глинистые толщи (4 км), сменяющиеся выше огромной толщиной (7 км) кремнистых и глинистых сланцев с пластами порфиритов, туфобрекчий и туфов. В некоторых районах верхнемеловые отложения прорваны мелкими гипабиссальными интрузиями габбро, диабазов, реже диоритов.

В последние годы в ряде районов Восточной Камчатки установлено, что под меловыми вулканогенно-кремнистыми отложениями залегает очень сложный комплекс меланократовых пород: габброидов, перидотитов, дунитов, амфиболитов, габбро-диабазов. Местами ультрабазиты имеют рвущие контакты с вмещающими толщами мелового (?) возраста. Все образования очень сильно раздроблены. Природа этого комплекса пород не очень ясна. Возможно, он является фрагментом коры океанического типа, на котором заложилась позднемеловые геосинклинали.

Внешняя зона Камчатской позднемеловой геосинклинали характеризуется терригенными морскими осадочными породами (до 5 км), внутренняя — мощнейшей (до 11 км) фациально изменчивой вулканогенно-сланцево-кремнистой толщей, местами обладающей зеленокаменным обликом. Все верхнемеловые отложения сильно дислоцированы и нарушены многочисленными разрывами.

Кайнозойский комплекс. Наиболее широким распространением на Камчатке пользуются отложения палеогеновой и неогеновой систем, представленные преимущественно морскими фациями. Только в палеоцене и позднем плиоцене известны континентальные отложения. Мощность кайнозойских пород достигает многих километров. Все многообразие разрезов хорошо объясняется существованием в кайнозойское время на Камчатке трех главных прогибов, разделенных поднятиями и ориентированных в северо-восточном направлении: 1 — Западно-Камчатский прогиб; 2 — поднятие Срединного хребта, или Центрально-Камчатское; 3 — Центрально-Камчатский прогиб; 4 — Восточно-Камчатское поднятие; 5 — Восточно-Камчатский прогиб; 6 — Тихоокеанское под-

нятие (рис. 136). Этот структурный план отличается от структурного плана позднемеловой эпохи тем, что в раннем палеоцене в пределах Восточной Камчатки на месте глубокого позднемелового прогиба возникло Восточно-Камчатское поднятие.

Отложения палеоцена — нижнего олигоцена развиты в Западно-Камчатском прогибе и представлены переслаивающимися равнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с мощными пачками конгломератов и гравелитов, а также прослоями углей (5 км). Эти осадки формировались в континентальных условиях, о чем свидетельствуют находки обильной флоры. В их основании часто прослеживаются базальные конгломераты, в гальках которых встречаются верхнемеловые породы, что подчеркивает резко несогласное налегание палеогеновых отложений на верхнемеловые. Следовательно, в этом районе проявилась ларамийская складчатость.

Восточнее, в области поднятия Срединного хребта аналогичные по возрасту отложения представлены разрезом сокращенной мощности (0,8 км): гравелитами, песчаниками и алевролитами с примесью туфогенного материала. В Центрально-Камчатском прогибе отложения этого возраста неизвестны, а в Восточно-Камчатском на верхнемеловых породах несогласно залегают валунные конгломераты, разнообразные туфогенные песчаники и алевролиты с прослоями яшм и кремнистых сланцев (до 3 км). Средне-верхнеолигоценовые отложения также широко развиты в Западно-Камчатском прогибе и представлены преимущественно аргиллитами с примесью пирокластического материала (0,2—2 км). Во всех остальных зонах Камчатки осадки верхнего олигоцена тесно связаны с миоценовыми.

Нижне-среднемиоценовые отложения широко распространены в Западно-Камчатском прогибе и залегают на более древних породах с угловым несогласием. Характерной особенностью отложений является обилие туфового материала наряду с песчаниками, алевролитами, аргиллитами и опоками, переслаивание которых местами имеет флишоподобный облик. В этих отложениях мощностью до 3 км содержится морская фауна нижнего и среднего миоцена.

В Срединном хребте развит совершенно другой тип разреза, отложения которого несогласно лежат на породах верхнего мела и представлены почти исключительно вулканогенными образованиями: андезито-базальтами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями, реже андезито-дацитами, дацитами и их туфами. В подчиненном количестве присутствуют туфогенные алевролиты и песчаники, прослойки каменного угля. Мощность отложений достигает 1—2 км.

В Центрально-Камчатском прогибе распространены мощные (до 8—9 км) толщи олигоцен-среднемиоценовых отложений, обнажающихся из-под покрова четвертичных образований. Разрез начинается с андезитовых туфов, туфогенных песчаников и конгломератов, кремнистых аргиллитов с прослоями базальтов и андезитов. Выше по разрезу роль вулканического материала убывает и начинают преобладать глинистые сланцы, конгломераты, песчаники и алевролиты с редкими прослоями андезитов и их туфов. В западном направлении терригенные породы фациально замещаются вулканогенными. В более восточных зонах Камчатки отложения позднего олигоцена — среднего миоцена обладают примерно таким же строением. Широко развиты туфогенные и терригенные морские толщи, а также андезито-базальтовые и андезитовые туфы, андезиты и базальты. Мощности этих отложений достигают 5—5,5 км.

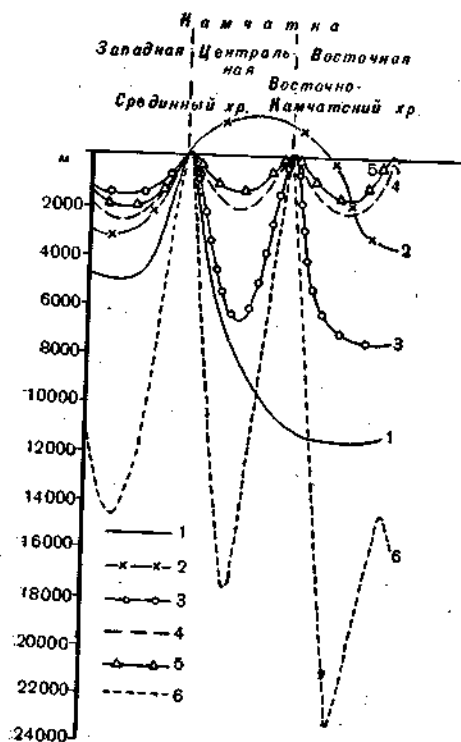


Рис. 136. Схема интенсивности мезокайнозойских прогибаний Камчатки по линии, проходящей вкострости распространения ее складчатых сооружений. Кривые построены по данным максимальных мощностей соответствующих пород (по А. В. Горячеву): 1 — верхнемеловой этап; 2 — палеоцен-нижнеолигоценовый подэтап (тигильское время); 3 — средне-верхнеолигоценовый подэтап (ковачинское время); 4 — нижне-среднемиоценовый подэтап (воямпольское время); 5 — верхнемиоцен-плиоценовый подэтап (кавранское время); 6 — максимальные суммарные прогибания за весь мезокайнозойский цикл

нозойское время на Камчатке трех главных прогибов, разделенных поднятиями и ориентированных в северо-восточном направлении: 1 — Западно-Камчатский прогиб; 2 — поднятие Срединного хребта, или Центрально-Камчатское; 3 — Центрально-Камчатский прогиб; 4 — Восточно-Камчатское поднятие; 5 — Восточно-Камчатский прогиб; 6 — Тихоокеанское под-

Верхний миоцен — плиоцен распространен в Западно-Камчатском прогибе и представлен в низах базальными конгломератами и валунниками, а в верхах — разнородными гравелитами, песчаниками, туфогенными алевритами и туфами. Верхи разреза слагаются континентальными песчаниками, гравелитами, туфами, пемзами с прослоями бурых углей и лигнитов. Максимальная мощность отложений достигает 3,7 км, хотя в отдельных местах она не превышает 0,7—0,8 км. К концу плиоцена происходит регрессия и устанавливаются континентальные условия осадконакопления.

В Среднем хребте терригенные породы замещаются вулканогенными, частично морскими, но главным образом континентальными толщами, залегающими резко несогласно на нижне-среднемиоценовых отложениях и представленными фациально изменчивым комплексом базальтов, андезито-базальтов, андезитов, их туфобрекчиями и туфами мощностью до 1,5 км.

В Центрально-Камчатском прогибе такие же по возрасту отложения слагаются преимущественно туфогенными песчано-глинистыми породами, местами с прослоями бурых углей и лигнитов (1 км). В северном направлении возрастает роль вулканического материала. Широко развиты верхнемиоценовые и плиоценовые отложения и в Восточно-Камчатском прогибе, представленные толщей конгломератов, песчаников, аргиллитов с фауной верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Местами, например в районе Авачинской бухты, терригенные толщи замещаются вулканогенными (андезито-базальтами и андезитами). Мощность верхнемиоценовых и плиоценовых отложений Восточной Камчатки, по-видимому, не превышает 1,5—1,8 км, причем верхняя половина разреза представлена мелководными и прибрежными морскими фациями, тогда как в Западно-Камчатском прогибе аналогичная по возрасту часть разреза сложена континентальными отложениями.

Следует отметить слабую насыщенность палеоген-неогеновых толщ интрузивными образованиями, среди которых известны раннепалеогеновые, возможно, позднемиоценовые (?) биотитовые граниты и кварцевые диориты (Срединный хребет). Несколько шире развиты миоценовые габбро-диориты, диориты, гранитоиды и сиениты (Срединный и Ганальский хребты) и позднеплиоценовые диоритовые интрузивные тела (Тигильский район).

Из сказанного достаточно определенно следует, что кайнозойские толщи Камчатки не обладают чертами типичных геосинклинальных отложений и во многом напоминают молассы. Это обстоятельство заставляет некоторых геологов, например В. К. Дмитриеву, отрицать существование на Камчатке кайнозойской геосинклинали, за исключением ее самых крайних восточных полуостровов, и считать, что заключительная складчатость имела место на рубеже позднего мела и палеогена (ларамиды).

Отложения четвертичной системы играют значительную роль на Камчатке и представлены различными генетическими типами пород: морскими, аллювиальными, ледниковыми и другими. Но особый интерес представляют вулканогенные образования. В позднем плиоцене — раннем плейстоцене в пределах Среднего хребта происходило формирование крупных щитовых вулканов базальтового и андезито-базальтового состава. Слившись своими краями, щитовые вулканы образовали обширное слегка выпуклое плато, на котором впоследствии выросли крупные стратовулканы, например Ичинский, с более кислым составом вулканических продуктов. Восточная Камчатка вместе с Курильскими островами является единственным районом в СССР, где имеются дей-

ствующие вулканы (28 на Камчатке и 39 на Курилах). На геологической карте хорошо виден наложенный характер полос новейшего вулканизма Восточной Камчатки, обрывающийся на широте п-ова Камчатский мыс, т. е. в месте сочленения с Алеутской островной дугой. Наиболее активные вулканы сосредоточены в узлах пересечения с поперечными разломами, например в районе г. Петропавловск-Камчатский, где на субширотные разломы «насажены» Корякский, Авачинский и другие вулканы. Вулканизм тяготеет к поперечным зонам интенсивного современного дробления земной коры, морфологически выраженным областями опускания.

Состав новейших вулканических продуктов примерно соответствует андезито-базальтам, но известны и более кислые разновидности пород вплоть до липаритов и дацитов, связанные с кальдерами. К западу наблюдается увеличение щелочности эффузивов. За последние годы на Камчатке имели место грандиозные извержения (в 1959 г. на вулкане Безымянном и в 1964 г. на Шивелуче).

**Структура.** В результате тектонических движений в конце неогена и в четвертичное время в Олюторско-Камчаткой области были сформированы складчато-глыбовые структуры. На месте Западно-Камчатского прогиба, по мнению некоторых геологов, возник одноименный крупный синклиниорий, разделенный узким Тигильским поднятием. Складчатая структура синклинория довольно простая, складки обладают брахиморфным характером, а углы наклона их крыльев не превышают 15°. Палеогеновые отложения Тигильского поднятия дислоцированы в систему линейных кулисообразных складок. Нетрудно заметить, что оно находится на северо-западном продолжении Малкинского поднятия с метаморфическими породами в ядре. Но основная складчатость произошла здесь на рубеже позднего мела и палеогена, т. е. раньше всех остальных зон на Камчатке.

Центрально-Камчатский антиклиниорий протягивается через весь полуостров, обладая асимметричным строением. Слагающие его верхнемиоценовые, палеогеновые и неогеновые отложения полого наклонены к западу, а на востоке резко обрываются системой сбросов, образующих западный борт Центрально-Камчатского синклинория, в свою очередь на востоке также ограниченного системой разломов. В центральной своей части он сложен четвертичными аллювиальными отложениями, а неогеновые и палеогеновые породы обнажаются только по его краям, где они довольно сильно дислоцированы. Западная зона разломов в этом грабене, по-видимому, разделяет Восточную и Западную Камчатку и прекрасно трассируется в аномальном магнитном поле.

Восточно-Камчатский антиклиниорий слагается преимущественно сильно дислоцированными верхнемиоценовыми толщами. С запада и востока он обрывается зонами разломов. На продолжении антиклинория находятся структуры Большой Курильской гряды.

Восточнее располагается Восточно-Камчатский синклиниорий, ограниченный Тихоокеанским антиклинорием. Складчатая структура синклинория весьма сложна, но изучена еще плохо. Вблизи западного борта отложения дислоцированы гораздо сильнее, чем у восточного. Складки крутые, сжатые, с углами наклона крыльев до 50—70°. Самый восточный на Камчатке антиклиниорий сложен сильно дислоцированными породами мела и палеогена и большей своей частью погружен в Тихий океан. Отдельные его фрагменты видны на полуостровах Камчатский мыс, Кроноцком и Шипунском. К юго-западу он прослеживается в виде подводного хребта Витязь и Малой Курильской островной дуги. В четвертичное время на все эти структуры были наложены многочис-

ленные грабены, формировавшиеся в условиях тектонического растяжения. С ними был связан мощный четвертичный вулканизм. Подобная трактовка структуры Камчатки в настоящее время подвергается пересмотру. Предполагается, что кайнозойские отложения нарушены преимущественно разломами, вблизи которых только и появляются складки, а на остальном пространстве они лежат очень полого. При таком подходе синклинории и антиклинории, конечно, не будут выделяться.

**Курильская островная дуга** начинается южнее м. Лопатка на Камчатке и протягивается на 1200 км до полуострова Сиретко на о. Хоккайдо, насчитывая около 30 островов. Курильские острова образуют две дуги: 1) Большую (островную) с островами Шумшу, Алаид, Парамушир и другими и 2) Малую, очень короткую (около 100 км), состоящую всего из 7 островов — Шикотан, Полонского и других. Возвышаясь всего около 1 км над поверхностью океана, Курильские острова поднимаются над ложем Курило-Камчатского глубоководного желоба почти на 12 км и примерно на 6 км над дном Курильской котловины Охотского моря. Глубоководный желоб протягивается вдоль Курильской островной дуги более чем на 200 км, начиная от о. Хоккайдо, и на севере поворачивает вдоль Алеутской островной дуги. Желоб обладает резко выраженной асимметричной формой с высоким (до 6—10 км) северо-западным бортом и низким (2—5 км) юго-восточным. Над уплощенным дном желоба склоны поднимаются под углом до 25°. Ширина плоского днища желоба не превышает 8—10 км. Характерной особенностью желоба является наличие на его склонах подводных уступов террас, ступеней и т. д. явно сбросового происхождения.

В пределах Курильской островной гряды распространены меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения. На островах Малой Курильской гряды известны зеленокаменные породы и перекрывающие их флишеидные песчано-глинистые отложения. Все они предположительно относятся к верхнему мелу и имеют видимую мощность в несколько сот метров.

На островах Большой Курильской дуги над уровнем океана обнажаются только палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Палеогеновые и неогеновые толщи пород, явно превышая в мощности 7—8 км, подразделяются на ряд свит, залегающих друг на друге, как правило, несогласно. В целом эти свиты могут быть сопоставлены с однообразными отложениями Восточно-Камчатского антиклинория. Кайнозойские отложения представлены, главным образом, вулканогенно-осадочными толщами пород, среди которых находятся базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфобрекчии и туфы. Реже встречаются дациты и липариты. Другая группа пород относится к кремнистым и туфогенным разностям, но присутствуют и чисто терригенные породы: песчаники, алевролиты. Толщи основных эффузивов местами сильно изменены и приобретают зеленокаменный облик.

На северных и южных флангах дуги развиты наиболее древние, олигоценые и миоценовые отложения, тогда как в центральной части преобладают плиоцен-четвертичные образования. В самом общем виде эта дуга представляет собой протяженный горст, ограниченный мощными зонами глубинных разломов с северо-запада и с юго-востока. Большая Курильская дуга состоит из ряда кулисообразных очень пологих антиклиналей и только в середине дуги находятся отдельные вулканы, вытянутые в цепочку. Степень дислоцированности пород в пределах этих структур слабая, наиболее сильно смяты в крутые, сжатые складки отложения олигоцена и миоцена. Более молодые плиоценовые породы деформированы гораздо слабее и углы наклона на крыльях скла-

док не превышают 15—25°. Возможно, в этих районах складчатость еще не происходила. Кроме продольных разломов в пределах дуги прослеживаются и поперечные нарушения — сбросы и взбросы. В двух местах, отвечающих проливам Буссоль и Крузенштерна, на сооружение дуги накладываются глубокие грабены, которые в рельефе морского дна выражены каньонами и цепочками вулканов.

Подводным продолжением Малой Курильской островной дуги, по-видимому, является хребет Витязь, имеющий плоскую вершину, скорее всего абразионного происхождения, что свидетельствует о недавнем опускании этой структуры. Этот хребет, в свою очередь, продолжается на северо-восток в виде Тихоокеанского поднятия на крайних восточных полуостровах Камчатки. Так же как и Большая Курильская дуга, подводный хребет Витязь характеризуется резко выраженными наложенными поперечными структурами.

Большая Курильская дуга, являясь непосредственным продолжением зоны действующих вулканов Восточной Камчатки, насчитывает 39 активных вулканических построек. Четвертичные вулканы извергали преимущественно андезитовые продукты с колебаниями состава от андезито-базальтов до дацитов, что характерно для островных дуг. Интересно, что в пределах Курило-Камчатской зоны современных вулканов интенсивность извержений возрастает с юго-запада на северо-восток, резко обрываясь около того места на Камчатке, где к ней подходит Алеутская островная дуга. Следует подчеркнуть, что Восточная Камчатка и Курильская островная дуга являются самой сейсмической зоной на территории СССР, которая так же, как и зона активного вулканизма, поворачивает в сторону Алеутской дуги. Землетрясения приурочены к фокальной зоне (зона Заварицкого — Беньюфа). Очаги землетрясений, располагаясь вблизи поверхности на востоке, в северо-западном борту Курило-Камчатского глубоководного желоба достигают глубин 600—700 км. Фокальная зона представляет собой гигантскую систему разломов, наклоненных к западу под углами 45—50° в верхней части и более круто на глубинах свыше 200 км.

**Алеутская островная дуга.** На территорию СССР попадают два крайних западных острова Алеутской дуги — Беринга и Медный, называемые Командорскими. Эти острова являются частью крупного горст-антиклинория. Остров Беринга — это плоская синклиналь, сложенная олигоценовыми и миоценовыми осадочно-туфогенными породами мощностью более 4—5 км. Остров Медный является размытой антиклинальной структурой с кислыми эффузивами в ядре, ограниченной разломами, по которым с эффузивами контактируют олигоцен-неогеновые отложения. В позднечетвертичное время Командорские острова испытали поднятие, о чем свидетельствует целый ряд абразионных поверхностей.

**Выводы.** В пределах Олюторско-Камчатско-Курильской области развиты протяженные линейные структуры северо-восточного простирания, в строении которых принимают участие отложения верхнего мела, палеогена и неогена и только в отдельных местах обнажаются массивы протерозойских (?) или палеозойских (?) метаморфических пород. Хорошо выражена продольная зональность, отраженная и в современном рельефе. Прогибы и поднятия в конце неогенового времени превратились в синклинории и антиклинории, часто имеющие облик грабенов и горстов, а им, в свою очередь, в современном рельефе отвечают впадины и горные хребты.

После перестройки структурного плана в раннем палеоцене, в позднем олигоцене вновь произошло резкое оживление дифференцированных

движений, в результате которых на Восточной Камчатке образовалось несколько частных поднятий и прогибов. Тектоническая активность Центральной и Восточной Камчатки в это время намного превышала таковую Западной Камчатки, которая в течение неогена и четвертичного времени также была более стабильной. Столь резкое различие в тектонической истории этих двух регионов не случайно. Данные магниторазведки свидетельствуют о том, что аномальное поле Западной Камчатки весьма спокойно и близко по своему характеру к магнитному полю прилегающей части акватории Охотского моря, в то время как аномальное магнитное поле Центральной и Восточной Камчатки сильно возмущено за счет дробления земной коры и внедрения по разломам огромных объемов магматических пород. Западная Камчатка испытала главную складчатость в начале палеогена, т. е. это, по существу, ларамиды.

Вулканическая деятельность проявлялась в пределах Олюторско-Камчатско-Курильской области в течение позднего мела, палеогена и неогена, причем в западных и центральных зонах Камчатки она прекратилась в раннечетвертичное время. Начиная со среднего плейстоцена вплоть до настоящего времени вулканическая активность локализуется лишь в наиболее мобильной Восточно-Камчатской зоне, которая является продолжением Курильской островной дуги.

В позднем плиоцене в пределах всей рассматриваемой области наступила некоторая стабилизация тектонического режима, вся она была поднята выше уровня моря и рельеф приобрел характер слабо всхолмленного пенеплена. В этих условиях проявлялся лишь эксплозивный вулканизм, сменившийся в конце позднего плиоцена — в раннем плейстоцене площадными излияниями базальтов, происшедшими в районе Срединного хребта. Общее поднятие не сопровождалось интрузивным магматизмом и значительной складчатостью. Современная орография области обусловлена складчато-глыбовыми движениями в основном верхнего плейстоцена и голоцена, причем структурный план этой наиболее молодой эпохи был унаследован от палеоген-неогенового. В это же время, по-видимому, была сформирована и Курильская островная дуга. В четвертичное время на структуры северо-восточного простирания были наложены поперечные дислокации, главным образом грабены, выраженные сейчас крупными заливами на Тихоокеанском побережье Камчатки (Авачинским, Камчатским, Кроноцким), а в пределах Курильской дуги — проливами Буссоль и Крузенштерн. На продолжении этих заливов в пределах Восточной Камчатки развиты системы разломов, преимущественно сбросов, образующих сложные горсты и грабены. К этим же структурам приурочен и современный вулканизм. Подобное наложение поперечных систем дислокаций совершенно отсутствует на Западной Камчатке, где не происходила перестройка земной коры. Наиболее интенсивные тектонические движения в четвертичное время были приурочены к Восточной Камчатке, тогда как на остальной территории глыбовые подвижки были менее контрастными.

Сказанное выше позволяет сделать вывод о том, что в пределах Олюторского района и современной Камчатки, а также и в районе Курильской островной дуги в мезозойское и кайнозойское время существовали геосинклинальные условия. Однако Западная Камчатка испытала складчатость раньше всего. Затем подверглись складчатости Олюторская зона и Центральная Камчатка (в плиоцене), а Восточная Камчатка продолжает испытывать энергичные тектонические движения. Современная Курильская островная дуга имеет свое продолжение в виде Восточно-Камчатской зоны. Глубоководный желоб прослеживается

как вдоль островной дуги, так и вдоль восточного побережья Камчатки. Восточная Камчатка и островная дуга отличаются интенсивными современными движениями, высокой сейсмичностью и энергичным вулканизмом. Геофизические поля и характер строения земной коры указывают на происходящую сейчас усиленную переработку земной коры. Нельзя не отметить также, что ряд исследователей считает Восточную Камчатку, Курильскую островную дугу и впадину Берингова моря современной геосинклиналью. К разбору этого предположения мы вернемся ниже, в заключительном разделе книги.

### Полезные ископаемые

В пределах Корякского нагорья, Камчатки и Курильских островов известно сравнительно мало месторождений полезных ископаемых, имеющих промышленное значение. Рудные месторождения приурочены к вулканогенным толщам, мадым интрузиям и к зонам крупных разломов.

Повсеместно, кроме Курильских островов, распространены мелкие месторождения и рудопроявления серебра, сурьмы, висмута и теллура. Ртутные месторождения локализуются в огромные пояса, протягивающиеся на многие сотни километров по Камчатке и Корякскому нагорью. Встречаются мелкие рудопроявления самородной меди. Небольшие месторождения серы обнаружены на Курильских островах (Кунашир, Парамушир), в южной части Камчатки и на юго-западе Корякского нагорья. Безде они связаны с четвертичной вулканической деятельностью.

Довольно, многочисленные, но сравнительно небольшие месторождения угля приурочены к западной Камчатке, где они связаны с отложениями палеогена. Нефтепроявления имеются в пределах всего западного побережья Камчатки, начиная от Тигильского района на севере. Однако крупных залежей пока не обнаружено. Перспективными на обнаружение нефти и газа считаются Хатырская и Анадырская впадины.

К важным полезным ископаемым на Камчатке следует отнести горячие источники и сильно нагретые газопаровые струи. На базе последних работает первая в СССР Паужетская электростанция на юге Камчатки.

### САХАЛИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Остров Сахалин, отделяясь сравнительно нешироким Татарским проливом от Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой области, принадлежит уже зоне кайнозойской складчатости Дальнего Востока СССР и находится на северном продолжении разновозрастных структур Японии. Геологическое строение Сахалина еще во многом не ясно, а возраст древнейших отложений нуждается в обосновании.

### Тектоническое районирование

В структуре Сахалина отчетливо выделяются восточная и западная части, однако это различие исчезает в пределах северной половины острова севернее залива Виахту (рис. 137). Восточная часть Сахалина возвышена и сильно расчленена и в ее пределах наблюдаются выступы палеозойских и мезозойских отложений, объединяемые в Восточно-Сахалинское поднятие (1), которое с запада ограничивается узким Центрально-Сахалинским грабеном (2), выполнен-

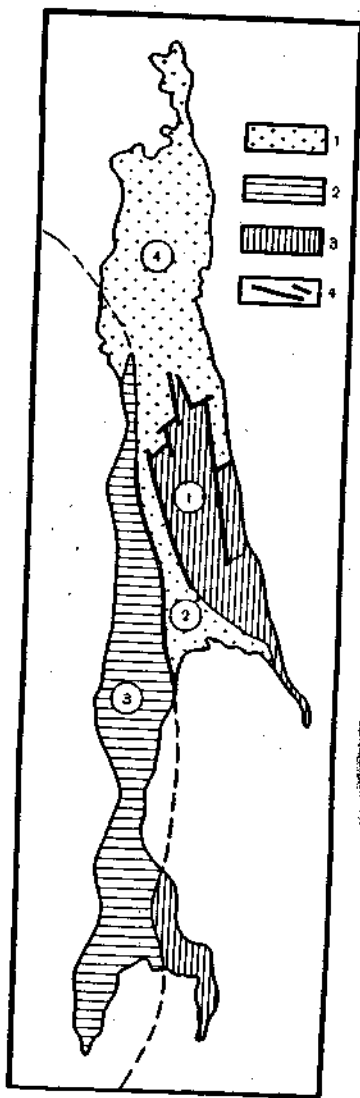


Рис. 137. Схема тектонического районирования Сахалина (по Е. Н. Меланхолиной):

1 — районы развития неогеновых отложений наложенных грабенов и прогибов; 2 — районы развития меловых и кайнозойских отложений (без вулканических пород); 3 — районы развития палеозойских и мезозойских отложений с вулканическими породами; 4 — разломы. Цифры в кружках обозначают основные структуры: 1 — Восточно-Сахалинское поднятие; 2 — Центрально-Сахалинский грабен; 3 — Западно-Сахалинский прогиб; 4 — Северо-Сахалинский прогиб.

ным неогеновыми и четвертичными отложениями и орографически выраженным Поронойской низменностью. Этот грабен несогласно наложен на различные структуры, сформировавшиеся в поздне меловое — палеогеновое время. Западная часть Сахалина едина в структурном отношении и представляет собой моноклираль, осложненную складками и являющуюся восточным бортом Западно-Сахалинского прогиба (3), западный борт которого скрыт под водами Татарского пролива. Орографически эта структура выражена Западно-Сахалинским хребтом. В северной части Сахалина находится Северо-Сахалинский прогиб (4).

### Геологическое строение

Древнейшие породы обнажаются в Восточно-Сахалинском поднятии и его южном продолжении — Сусунайском хребте Тонино-Анивского полуострова. В низах разреза залегают зеленокаменные породы, мусковитовые и графитовые сланцы, кварциты, песчаники, различные порфириты и их туфы, известняки и т. д. Одними исследователями признается докембрийский возраст низов этой толщи общей мощностью 4—6 км и силурийско-девонский — верх разреза. По другим данным, все эти отложения не древнее позднего карбона — перми. Выше располагается существенно вулканогенно-кремнистая толща, состоящая из различных порфиритов, яшм, кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов и линз известняков, фауна в которых достоверно указывает лишь на пермский возраст. Все отложения интенсивно дислоцированы в узкие линейные складки северо-западного простирания и прорваны мелкими интрузиями диабазов, диоритов и габбро. На северо-восточном краю горстообразного Восточно-Сахалинского поднятия обнажается мощная вулканогенно-кремнистая толща, еще очень плохо изученная. Ряд геологов предполагает, что она может иметь триасовый, юрский или даже нижнемеловой возраст, хотя прямых доказательств этого нет. Верхнемеловые образования Восточного Сахалина представлены огромной толщиной (8—10 км) основных вулканических, кремнистых и терригенных пород, смятых в линейные складки. Весь этот мощный (свыше 15 км) комплекс палеозойских и мезозой-

ских отложений насыщен телами гипербазитов, габброидов и гранитоидов. В отдельных местах породы изменены до амфиболитов и зеленых сланцев. В интенсивно дислоцированной толще пород, в зонах надвигов и покровов, встречается серпентинитовый меланж. Складчатость происходила в конце позднего мела — в палеогене, и все неогеновые структуры располагаются на этих отложениях резко несогласно.

Моноклираль Западного Сахалина представляет собой структуру, образованную мощнейшими (до 15 км) отложениями верхнего мела, палеогена и неогена. Верхнемеловые отложения в южных районах представлены песчаниками, алевролитами с прослоями туфогенных пород и туфов основного и среднего состава общей мощностью до 5 км. По направлению к северу возрастает роль грубого материала и туфов, появляются континентальные отложения, а мощность увеличивается до 8—10 км. Палеогеновые отложения залегают с размывом на меловых и также представлены песчано-глинистыми толщами, на севере с широким развитием континентальных фаций, а на юге — морских, более тонкообломочных. Максимальная мощность палеогена не превышает 2,5 км. Согласно залегающие выше верхнеолигоценовые и неогеновые отложения характеризуются в целом терригенным составом пород, но на севере появляются довольно мощные толщи эффузивов основного состава и их туфов, так называемая формация зеленых туфов. В более южных районах в разрезе много туфогенного и переотложенного вулканогенного материала, встречаются глинисто-кремнистые пачки пород. На севере прогиба осадки более грубые, и морские фации замещаются континентальными. Максимальной мощности (до 5 км) неогеновые отложения достигают в средней части прогиба, а к северу мощность сокращается (до 2—3 км). Наибольшие мощности плиоценовых отложений, по всей видимости, наблюдаются к западу от Сахалина, под водами Татарского пролива.

Восточный борт Западно-Сахалинского прогиба построен в целом просто. Моноклираль обрывается на востоке крупным Центрально-Сахалинским надвигом, а сама осложнена простыми складками, которые распределены в пространстве неравномерно (рис. 138, I). По существу, нигде нет настоящей складчатой структуры. Главные деформации имели место в плиоцен-четвертичное время, тогда как в пределах Восточного Сахалина интенсивные движения происходили на границе мела и палеогена, и возникшие поднятия питали обломочным материалом Западно-Сахалинский прогиб. Геофизические исследования МОВ хорошо выявляют очень пологий западный борт Западно-Сахалинского прогиба, в котором отложения постепенно выклиниваются по направлению к Сихотэ-Алиню (см. рис. 138, II). Максимально прогнутой оказывается осевая часть прогиба, где в разрезе не наблюдается никаких несогласий, а погружение продолжалось и в четвертичное время. Общая мощность отложений, по данным ГСЗ, составляет более 12 км. Таким образом, Западно-Сахалинский прогиб в общем является довольно простой синклинальной структурой, по-видимому, еще окончательно не замкнувшейся. Вздернутый восточный борт Западно-Сахалинского прогиба и горстообразное Восточно-Сахалинское поднятие разделяются сравнительно узким наложенным Центрально-Сахалинским грабеном, выполненными плиоценовыми и четвертичными отложениями.

Северная часть Сахалина отличается от вышеописанных районов. Не исключено, что палеогеновые и неогеновые отложения залегают здесь на глубоко опущенном консолидированном палеозойском или раннемезозойском фундаменте. Максимальная мощность отложений в Северо-Сахалинской впадине превышает 9 км. Олигоценовые и глав-

ным образом неогеновые отложения чрезвычайно сильно фациально изменчивы и подразделяются на множество местных свит, с трудом поддающихся сопоставлению. С юга на север отмечается замещение морских фаций на прибрежно-морские и континентальные. Все отложения имеют терригенный характер и представлены разнообразными пес-

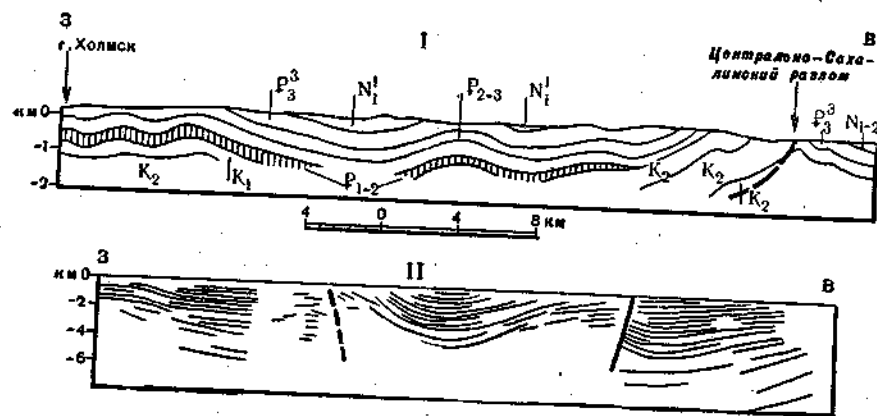


Рис. 138. Схематический геологический разрез Западно-Сахалинского прогиба, по Е. Н. Меланхолиной (I), и сейсмический разрез по профилю МОВ в восточной части Татарского пролива, по А. П. Милашину (II)

чаниками, алевролитами, глинами, кремнистыми сланцами, туфогенными породами, местами покровами эффузивов, агломератами, туфами и т. д. В среднемиоценовых отложениях почти повсеместно развита угленосность.

Неогеновые отложения Северного Сахалина дислоцированы в довольно пологие брахискладки, но местами встречаются и линейные складки. Вся эта неравномерная складчатая структура нарушена большим количеством разрывов разного типа и амплитуды. На полуострове Шмидта — северном окончании Сахалина — снова вырисовывается антиклиналь, сложенная верхнемеловыми отложениями с гипербазитами и простирающаяся в юго-восточном направлении, что подтверждается данными аэромагнитной съемки. Еще одна антиклиналь прослеживается уже в Охотском море, в 100 км от побережья Северного Сахалина, и хорошо выражена в рельефе морского дна.

#### Полезные ископаемые

На Сахалине известны довольно крупные месторождения нефти, газа и угля. Нефтеносные горизонты связаны с верхнемиоценовыми отложениями и реже — со среднеплиоценовыми. Известно более 10 месторождений нефти и газа. Перспективным районом для поисков нефти является Центрально-Сахалинский грабен. Промышленная угленосность связана на Сахалине в основном со среднемиоценовыми отложениями, формировавшимися в прибрежно-морской обстановке. Месторождения разбросаны почти по всей территории Сахалина. Кроме миоценовых углей известны верхнемеловые и палеогеновые угленосные толщи. Месторождения угля разрабатываются в Александровском, Поронайском, Углегорском, Корсаковском, Чеховском и других районах.

#### Геофизическая характеристика и глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского пояса

Огромная территория Востока СССР в геофизическом отношении изучена крайне неравномерно. Почти вся она покрыта аэромагнитной съемкой, в меньшей степени гравиметрической, и только в отдельных районах, пока еще немногочисленных, проведены исследования методом ГСЗ, МОВ и другими.

#### ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

**Монголо-Охотская область.** Граваномалии в редукции Буге преимущественно отрицательные. Особенно понижены они в пределах Восточного Забайкалья. На этом фоне положительными аномалиями выделяется Агинское поднятие. Такие же аномалии характеризуют Аргунский и Буреинский массивы. Восточные сегменты Монголо-Охотской области обладают сравнительно повышенными аномалиями. Наиболее крупные разломы хорошо выражены гравитационными ступенями.

Магнитные аномалии в пределах Восточного Забайкалья обладают северо-восточным простиранием, согласным с общим направлением структур. Восточнее Аникинского порога аномалии приобретают широтную ориентировку, а в Прихотском сегменте — снова северо-восточную. В магнитном поле отчетливо выражены крупнейшие разломы, ограничивающие Монголо-Охотскую область с севера. В целом магнитное поле близко к нормальному или слабоотрицательно, что связано с отсутствием вулканических пород в прогибах. Отдельные положительные аномалии обусловлены меловыми вулканитами, образующими пояса вдоль крупных разломов. В пределах «рамы» области, в Буреинском массиве, магнитные знакопеременные аномалии ориентированы в меридиональном направлении, почти под прямым углом к простиранию аномалий в Верхне-Амурском сегменте.

**Сихотэ-Алинская область** характеризуется относительно пониженным гравитационным полем, на фоне которого наблюдаются резко положительные и отрицательные аномалии, хорошо коррелирующиеся с геологическим строением региона. Так, минимумы силы тяжести отмечены в районах крупных прогибов, где палеозойский фундамент глубоко погружен, например в Центрально-Сихотэ-Алинском синклинории, в Даубихинском прогибе и в других. Антиклинории, в которых фундамент приподнят, характеризуются положительными аномалиями. Сихотэ-Алинский вулканический пояс почти не выражен в аномальном гравитационном поле. В юго-восточном направлении, в сторону Японского моря аномалии силы тяжести становятся положительными и все время возрастают, по-видимому, отражая общее сокращение мощности земной коры.

Магнитное поле выражено полосовидными, знакопеременными аномалиями, ориентированными согласно с общим простиранием структур. Узкие зоны положительных аномалий обычно приурочены к крупным разломам и отражают массы магматических пород, локализующиеся вблизи этих нарушений. Ханкайский массив характеризуется слабopоложительным магнитным полем с мозаичными аномалиями над докембрийскими породами и линейными в зонах распространения рифея — нижнего палеозоя. Центральный антиклинорий обладает почти нормальным полем, а Главный синклинорий Сихотэ-Алиня — слабоот-

рицательным. Вулканические пояса выражены четковидными положительными аномалиями.

**Верхояно-Чукотская область** гравиметрически исследована еще слабо. В целом она характеризуется пониженным гравитационным полем. Наиболее резко отрицательные аномалии выражены над поднятиями, обрамляющими Колымский срединный массив: Полоусненским, Тас-Хаяхтасским, Омuleвским и другими, а также в районе Верхоянского мегантиклинория. Сам срединный массив обладает слабopоложительным гравитационным полем. В Чукотском сегменте гравитационное поле приближается к слабopоложительному. Крупные разломы, органицивающие Колымский, Охотский и Омолонский массивы, выражены резкими гравитационными ступенями с градиентом до 1,5—5 мгл/км. Ширина таких ступеней составляет первые десятки километров. По мнению А. А. Борисова, в самом общем виде гравитационное поле Верхояно-Чукотской области определяется рельефом поверхности М, но конкретные аномалии обусловлены близповерхностными факторами.

Верхояно-Чукотская область обладает невысоким по интенсивности аномальным магнитным полем, изученным еще явно недостаточно. С одной стороны, магнитные аномалии отображают размещение интрузивных и, в меньшей степени, эффузивных образований разного возраста, а с другой — влияние блокового строения консолидированного фундамента, на котором, по-видимому, и заложилась Верхояно-Чукотская геосинклинальная область. Слабыми положительными аномалиями фиксируются краевые разломы или их системы, ограничивающие Колымский и Омолонский срединные массивы, внутри которых магнитное поле имеет мозаичный характер, что обусловлено строением дорифейского фундамента. Аномалии на массивах простираются почти под прямым углом к мезозойским структурам.

**Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский вулканические пояса** отчетливо выражены в геофизических полях. К ним приурочена полоса резко повышенных градиентов силы тяжести, образующая гравитационную ступень, в пределах которой наблюдается очень сложный рисунок мелких аномалий, вызванный распределением магматических масс в близповерхностной зоне. Отрицательные аномалии нередко обусловлены крупными вулканотектоническими впадинами. В районе Джугджура гравитационная ступень изгибается и уходит в западном направлении, не смыкаясь с таковой Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Гравитационные ступени свидетельствуют о наличии крупных зон разломов, разграничивающих блоки земной коры с разной плотностью и, по-видимому, испытавших вертикальные смещения. Магнитное поле вулканических поясов также весьма специфично, характеризуется большой интенсивностью и очень сложным мелким рисунком, отражающим особенности размещения близповерхностных интрузий и эффузивных пород различного состава.

## ОБЛАСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

**Области кайнозойской складчатости и акватории** — зоны перехода от континента к океану. В пределах Анадыро-Корякской и Олюторско-Камчатско-Курильской складчатых областей, несмотря на их некоторую разновозрастность, гравитационное поле отражает уменьшение мощности земной коры с запада на восток, в сторону Тихого океана, и обладает линейностью, ориентированной в северо-восточном направлении. В восточных районах Корякского нагорья и особенно Камчатки хорошо

прослеживается резкая гравитационная ступень, фиксирующая собой зону крупного глубинного разлома. В пределах континента и в прилегающих к нему участках шельфа наблюдается чередование отрицательных и положительных гравитационных аномалий в редукции Буге. Так, первые характеризуют Центральную Камчатку, но ограничиваются с запада положительными аномалиями, а с востока — гравитационной ступенью. К востоку от гравитационной ступени аномалии Буге отличаются резко повышенными значениями и достигают максимальных положительных величин в глубоководных районах Тихого океана и в Южно-Охотской впадине, отражая океанический характер земной коры. На таком фоне местами выявляются участки относительно пониженных гравитационных аномалий, например к северо-западу от о. Хоккайдо, юго-восточнее о. Кунашир, северо-восточнее о. Симушир, в районе Командорских островов, юго-восточнее Петропавловска-Камчатского. Судя по данным ГСЗ, имеющимся для некоторых из этих районов, земная кора в них характеризуется континентальным типом строения.

В Охотском море гравитационное поле слабopоложительно и напоминает таковое Охотского массива. В пределах Сахалина намечается два положительных пояса гравитационных аномалий, отвечающих Восточно-Сахалинскому поднятию и восточному борту Западно-Сахалинского прогиба. Центральное-Сахалинский грабен характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями Буге.

**Магнитное поле** этих же регионов имеет очень сложный рисунок. В Анадыро-Корякской области и на Камчатке прослеживаются устойчивые полосовые магнитные аномалии, протягивающиеся от Южной Камчатки далеко на север, где они как бы «обтекают» Анадырский массив с северо-востока и востока. Положительные аномалии связаны с верхнемеловыми и кайнозойскими вулканогенными толщами и особенно с поясами основных и ультраосновных пород. В районе Петропавловска-Камчатского магнитные аномалии изгибаются к юго-востоку, что обусловлено, по-видимому, влиянием каких-то древних доверхнемеловых (?) структур. Следует отметить, что магнитные аномалии в этом районе пересекают под прямым углом глубоководный Курило-Камчатский желоб и уходят в сторону океана. Вдоль внутреннего края Курильской дуги, Восточной Камчатки и Командорских островов прослеживаются узкие полосовые магнитные аномалии интенсивностью в 600—700 гамм, которые в основном располагаются на склоне глубоководного желоба и фиксируются за его пределами. Природа этих положительных аномалий не совсем ясна, но, возможно, они обусловлены плиоценовыми вулканиками и прорывающими их интрузиями основных пород.

Совершенно иной стиль магнитных аномалий наблюдается в пределах Охотского моря и юго-западной части Западной Камчатки, где находится почти нормальное магнитное поле лишь с очень слабым мозаичного типа рисунком, таким же, как и в пределах Охотского массива. Это магнитное поле ограничено почти прямолинейными зонами магнитных максимумов, вероятно, фиксирующими собой глубинные разломы, «вырезавшие» этот массив. В пределах Сахалина наблюдаются преимущественно отрицательные меридионально вытянутые магнитные аномалии, вызванные отсутствием крупных масс вулканических пород.

## Глубинное строение

Строение земной коры Тихоокеанского пояса может быть рассмотрено на материалах ГСЗ и интерпретации гравитационных аномалий.



По данным И. П. Косминской, Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, С. М. Зверева, С. А. Федотова, А. Г. Гайнанова, П. А. Строева, В. М. Ковылина и многих других геофизиков, строение земной коры в описываемых регионах выглядит следующим образом (рис. 139). Верхояно-Чукотская, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алиинская и Анадыро-

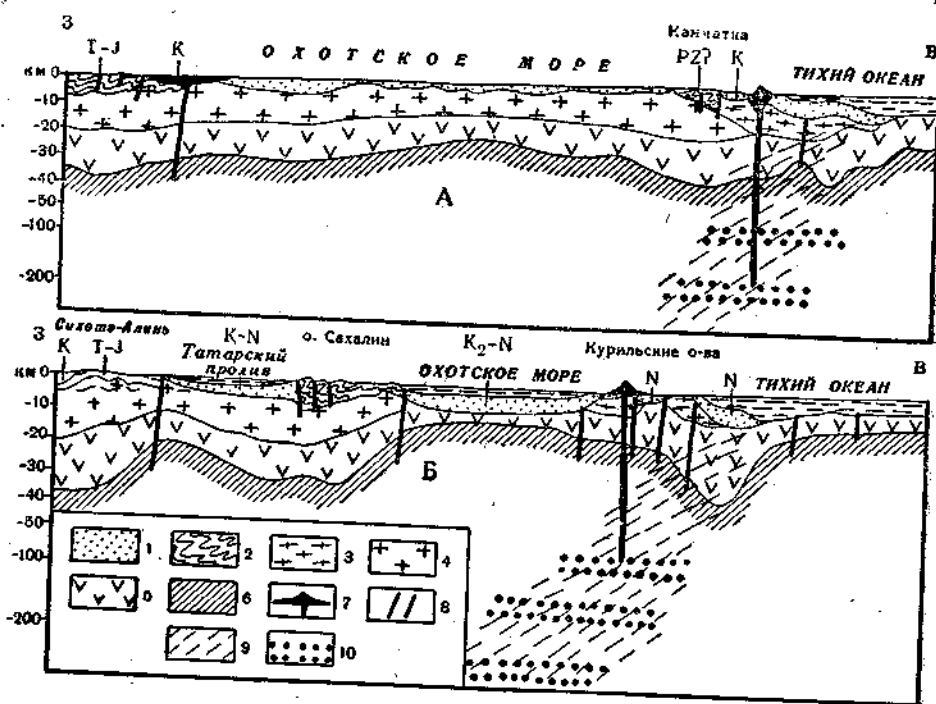


Рис. 139. Геолого-геофизические разрезы по линиям Охотск—Камчатка—Тихий океан (А) и Сихотэ-Алинь—Сахалин—Курильские острова—Тихий океан (Б) (по А. Г. Родникову и В. Е. Хаину):  
1 — осадочный слой; 2 — складчатые толщи разного возраста; 3 — верхняя часть гранитно-метаморфического слоя; 4 — нижняя часть гранитно-метаморфического слоя; 5 — базальтовый слой; 6 — подкоровый слой; 7 — вулканы, вулканические покровы и подводящие каналы; 8 — разломы; 9 — фокальная зона; 10 — астеносферные слои

Корякская области характеризуются земной корой континентального типа мощностью от 32 до 45 км при общем весьма спокойном залегании поверхности М. Верхояно-Чукотский сегмент имеет мощность коры 40—45 км, в то время как Чукотский — 30—35 км. Поверхность М в последнем сегменте более расчленена. Под Колымским срединным массивом мощность коры равняется 40 км, но доля базальтового слоя составляет 30 км. Восточно-Забайкальский сегмент Монголо-Охотской области характеризуется мощностью коры в 41—45 км, а Верхне-Амурский — 36—40 км. Геофизиками отмечается тонкая расслоенность верхней мантии в этом регионе и проникновение крупных разломов ниже поверхности М.

В Сихотэ-Алиинской складчатой области мощность коры меняется: 30—35 км в Ханкайском массиве, 30—32 км в Гродековской зоне, 40—43 км в Центрально-Сихотэ-Алиинском антиклинории и 30 км в зоне краевого вулканического пояса. Под антиклинорием намечается небольшой «корень» гор.

Примерно вдоль Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алиинского вулканических поясов наблюдается скачкообразное уменьшение мощности земной коры по направлению к востоку на 10—15 км. В пределах акватории Охотского моря земная кора обладает континентальным типом строения, но ее мощность сокращена до 20—25 км, а в краевых участках глубина залегания поверхности М увеличивается до 30—35 км. Только в Южно-Охотской впадине гранитно-метаморфический слой отсутствует и кора уменьшается до 12—15 км. В центральной части Охотского моря глубина поверхности М по материалам ГСЗ оказывается намного меньшей, чем по вычислениям на основе гравияномалий, что может быть объяснено разуплотнением верхней мантии, уникальным в таких регионах явлением. Поверхность М под Корякским нагорьем, по мнению Н. А. Беляевского, лежит на глубинах 35—40 км, а в районе Пенжинской впадины — на глубине 30—35 км.

Наибольший интерес представляет строение земной коры в районе Курильской островной дуги и одноименного глубоководного желоба, располагающегося перед фронтом дуги и Восточной Камчатки (см. рис. 139). Начиная с востока, от прилегающей части Тихого океана, где земная кора обладает мощностью в 10—12 км и состоит только из базальтового слоя и 1—2-километрового слоя осадков, поверхность М вместе с поверхностью консолидированной коры погружается в сторону глубоководного желоба и островной дуги, где мощность коры быстро возрастает до 35 км. Максимальный прогиб поверхности М происходит западнее оси желоба, но восточнее островной дуги. Под западным бортом глубоководной впадины уже отмечается маломощный гранитный слой (5—10 км) и более мощный базальтовый (20 км), осадков же устанавливается около 3 км. Под островной дугой мощность земной коры вновь сокращается до 15—20 км, и в ее пределах не выделяются гранитный и базальтовый слои, а скорости продольных сейсмических волн имеют величину, промежуточную между скоростями в типичных гранитном и базальтовом слоях (6,2—6,3 км/с). Таким образом, вдоль южного и северного участков Курильской дуги протягивается зона сравнительно мощной земной коры. В районе проливов Буссоль и Круженштерна эта полоса прерывается и наблюдается резкое уменьшение мощности коры, достигающей таких же величин, как и в Тихом океане или в Южно-Охотской впадине. В последней земная кора имеет почти океаническое строение, так как гранитный слой отсутствует. Непосредственно в глубоководном Курильском желобе вдоль его оси располагается зона, в которой происходят близповерхностные землетрясения, а зоны более глубоких землетрясений, с расположением эпицентров на глубинах до 600—800 км, последовательно смещены к западу, что доказывает наличие зоны глубинного разлома, наклоненного в сторону континента. С Курильской островной дугой связан еще один глубинный разлом, почти вертикальный, который, по данным А. Г. Гайнанова, пересекает основной разлом на глубине около 150 км. Курильский разлом прослеживается и на Юго-Восточной Камчатке, где он в районе Петропавловска-Камчатского резко обрывается системой поперечных разломов, упоминавшихся выше.

Чрезвычайно сложным вопросом глубинной геологии Востока СССР является проблема выделения гранитного слоя и отождествление его с разновозрастными толщами отложений. По данным А. Г. Родникова, Н. А. Беляевского и В. Е. Хаина, мощность осадочного чехла в Дальневосточных морях невелика и он обладает сравнительно однородным строением. В центральной части Охотского моря мощность малоуплотненных осадков, скорее всего неогенового возраста, составляет

1—2 км, а в прогибах, окаймляющих Охотское поднятие, увеличивается до 8 км. В Южно-Охотской впадине их мощность достигает 5,5 км, причем более уплотненная нижняя толща (2—4 км) может отвечать мелу, а верхняя — рыхлая и горизонтально-слоистая — кайнозой.

В Японском море мощность осадков не превышает 2 км и увеличивается в сторону Татарского пролива. В основании чехла предполагаются меловые толщи, а выше — кайнозойские. Так называемый «гранитный» слой в разных районах может соответствовать различным по возрасту породам, например, в Курило-Камчатской дуге — слабо метаморфизированным верхнепалеозойским и мезозойским образованиям; в Охотском море, так же как и в средней части Японского моря (возвышенность Ямато), — докембрийским гранито-гнейсам и т. д.

Природа базальтового слоя наименее ясна. Не исключено, что в наиболее древних структурах, например в Охотском поднятии, в него могут быть включены и древнейшие докембрийские толщи. В пределах океана и переходной зоны он состоит, скорее всего, из продуктов массовых излияний базальтов. Следовательно, природа гранитного и базальтового слоев может быть различна в разных районах.

Резюмируя сказанное выше, в качестве наиболее характерной черты глубинного строения восточных регионов СССР следует подчеркнуть наличие ряда протяженных зон сверхглубинных разломов, проникающих очень глубоко в верхнюю мантию. Вдоль этих разломов происходит скачкообразное сокращение мощности земной коры в сторону Тихого океана. По зонам Заварицкого — Беньофа, по мнению многих исследователей, происходит поддвижение литосферы океана под литосферу континента. Подобной трактовки придерживаются сторонники новой глобальной тектоники. Но есть и другие взгляды, например, Ю. М. Шейнман выдвинул идею о так называемой тектоносфере, узкой зоне с большим количеством энергии, поступающей вдоль нее из глубин Земли.

#### Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского пояса

Рассмотренные выше особенности регионального геологического строения северо-западной части Тихоокеанского пояса позволяют сделать некоторые общие выводы. Заложение пояса произошло, по-видимому, в позднем протерозое, когда геосинклинальные прогибы расчленили консолидированную область, сформировавшуюся в архее и нижнем-среднем (?) протерозое. Фрагменты этой древней области выступают ныне в виде срединных массивов. Несомненно, что в раннепалеозойское время в ряде районов существовал геосинклинальный режим, завершившийся складчатыми движениями в позднем силуре, о чем свидетельствуют, например, девонские красноцветы в Приколымском поднятии. Герцинский этап развития в пределах северо-западной части пояса проявился весьма своеобразно. На западе Верхояно-Чукотской, в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской областях в среднем и верхнем палеозое развивались геосинклинали, а на северо-востоке (Чукотка, Анадыро-Корякская область) тектонический режим был более спокойным. Герцинская складчатость практически не проявилась, за исключением самых западных районов Восточного Забайкалья. Слабые и локальные позднепалеозойские складкообразовательные движения в Сихотэ-Алине не привели к стабилизации этого региона. Во всяком случае волна поднятий в позднем палеозое шла с запада на во-

сток, в связи с чем наиболее внешние зоны пояса раньше испытывали завершение геосинклинального режима.

Кульминация геосинклинальных погружений приходится в мезозоидах на триасовый период. Во внешних зонах накапливались терригенные, а во внутренних — вулканогенные и вулканогенно-кремнистые отложения. В поздней юре на большей части территории произошла складчатость и сформировались горные сооружения. Только в отдельных местах, например на Чукотке, еще существовали узкие шовные геосинклинали. Области геосинклинального прогибания сместились к востоку и в их тылу в меловое время возникли Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский вулканические пояса. В меловой, палеогеновый и неогеновый периоды формировались геосинклинали внутренних зон Тихоокеанского пояса, замкнувшиеся в неогене. В настоящее время наибольшая тектоническая и магматическая активность сосредоточена в районе Восточной Камчатки, Курильской островной дуги и глубоководного желоба.

Таким образом, для всего рассматриваемого региона в целом характерно последовательное смещение к востоку все более молодых геосинклинальных областей и более позднее их замыкание. Со времени заложения Тихоокеанского пояса тектоническая активность в его пределах нарастала постепенно. Плиомагматическое развитие наблюдается только во внутренних зонах. Важной особенностью строения отложений в пределах пояса является достаточно резкая и почти повсеместная смена карбонатного осадконакопления, преобладающего в раннем и частично в среднем палеозое, на терригенное, начавшееся в среднем карбоне. Следует подчеркнуть, что такая же закономерность наблюдается и на Сибирской платформе. По-видимому, это явление обусловлено сменой климатической обстановки в середине каменноугольного периода.

Необходимо подчеркнуть наличие в тылу внутренних зон пояса впадин с океанической и субокеанической корой, формировавшихся в мелового периода. Для этих зон, прилегающих к Тихому океану, характерна тенденция «борьбы» между океаном и континентом. В отдельные моменты геосинклинальные области замыкались и как бы наращивали континентальную кору, а в другие, наоборот, уже стабилизированные области могли подвергаться растяжению и раздроблению. В соответствии с таким сложным ходом геологической истории находится и строение земной коры в этом районе. Вся северо-западная часть Тихоокеанского пояса обладает отчетливой металлогенической специализацией на золото, олово, вольфрам, молибден, ртуть и сурьму.

## РАЗДЕЛ ТРЕТИЙ

### Заключительный

Анализ регионального геологического строения территории СССР приводит к выводу о разнообразии структур, находящихся в его пределах. Прежде всего, эпикарельские платформы и разновозрастные складчатые области: байкальские, каледонские, герцинские, мезозойские, кайнозойские (альпийские и тихоокеанские), группирующиеся в протяженные пояса, окружающие Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы. В ряде районов складчатый комплекс палеозойских поясов в мезозойскую и кайнозойскую эры испытал погружение и оказался перекрытым покровным комплексом — чехлом осадочных отложений (Скифская, Туранская и Западно-Сибирская плиты). Значительные участки байкалид, каледонид, герцинид и мезозонид в позднем кайнозое испытали поднятия и превратились в орогенные области. Восточные районы СССР — Курильская островная дуга и Юго-Восточная Камчатка — в настоящее время характеризуются энергичной современной сейсмической и вулканической деятельностью. В заключительном разделе мы остановимся на выяснении некоторых общих черт в развитии разновозрастных поясов и областей и покажем общий ход эволюции литосферы в пределах рассмотренной территории. В то же время, базируясь на изложенном выше фактическом материале по конкретным регионам, будет дана краткая характеристика основных структурных элементов земной коры.

#### Черты сходства и различия разновозрастных складчатых областей в пределах СССР

Проведенный обзор региональной геологии СССР позволяет хотя бы в самой общей форме выявить черты сходства и различия складчатых областей разного возраста, попытаться установить наиболее существенные закономерности их строения и развития и выделить этапы эволюции литосферы.

Области архейской складчатости известны только в составе фундамента древних платформ и срединных массивов. Отдельные фрагменты архейских глыб встречаются в областях протерозойской и байкальской складчатости. Анализ строения архейских образований показывает, что в той степени, в какой удается расшифровать их первичный характер, можно утверждать несомненное присутствие первично-осадочных и первично-изверженных пород среди архейских образований. Однако всякое дальнейшее сопоставление этих пород с фанерозойскими и попытки установить какие-то аналогии, как правило, не выглядят достаточно убедительно. В архейских образованиях развита совершенно особая складчатость, характеризующаяся присутствием гнейсовых куполов и многократным наложением процессов складчатости. Для архейских толщ типичны сильные ультраметаморфические преобразования. Особенно широко проявляются процессы мигматизации, когда

трудно провести четкое разделение между магматической и метаморфической породами. Очевидно, все эти преобразования пород проходили в условиях высоких температур и давлений при аномально-повышенном тепловом потоке. С архейскими образованиями связаны относительно бедные метаморфогенные месторождения полезных ископаемых.

Архейский этап характеризовался повсеместной тектонической подвижностью, энергичной вулканической деятельностью, мощными процессами метаморфизма и гранитизации. Трудно, конечно, восстановить палеогеографические условия этого времени, но, скорее всего, огромные извержения основной магмы происходили в подводной обстановке. Не исключено, что существовали отдельные поднятия, которые, разрушаясь, поставляли обломочный кварц-полевошпатовый материал в соседние прогибы. В течение архейского этапа не существовало устойчивых областей типа платформ, но также не было и структур, напоминавших бы фанерозойские геосинклинали, хотя некоторые геологи и допускают известное сходство состояния земной коры в архейское время с геосинклинальным.

Исходя из того, что нам известно о древнейших отложениях на щитах Восточно-Европейской и Сибирской платформ, можно убедиться в проявлении неоднократных процессов складчатости и метаморфизма, охватывавших громадные территории. Последняя такая эпоха имела место в позднем архее (беломорская складчатость). В результате всех этих процессов сформировались весьма своеобразные структуры гранито-гнейсовых куполов, в то время как выдержанные по простиранию линейные складчатые зоны известны лишь локально (Анабарский массив, отдельные участки Алданского щита). К концу архейского этапа развития большие площади земной коры оказались консолидированными. Они образовали как бы ядра будущих Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Е. В. Павловский предложил называть эти ядра протоплатформами, противопоставляя им протогеосинклинали, которые формировались в позднем архее. Таким образом, к началу протерозойской эры уже была образована земная кора континентального типа. Однако это не исключало возможности существования участков и не подвергшихся стабилизации.

Области карельской (среднепротерозойской) складчатости. В раннепротерозойское время уже обособились протяженные зоны, весьма напоминающие современные геосинклинали и разделявшиеся массивами архейской консолидации, которые подвергались воздействию и переработке со стороны карельских геосинклиналей. Как можно было убедиться на примере карелид фундамента Восточно-Европейской платформы, последовательность отложений в ранне-среднепротерозойских прогибах в целом сопоставима с таковой и в палеозойских геосинклиналиях. Зональность была выражена, по-видимому, гораздо менее отчетливо, хотя существование различных зон, например с вулканизмом и без такового, выявляется вполне определенно. На ранних стадиях развития в них накапливались толщи основных вулканогенных пород, внедрялись базитовые и ультрабазитовые интрузии, формировались терригенные отложения. В более поздние стадии вулканизм стал более разнообразным, появились средние и кислые эффузивы и осадочные флишеидные толщи. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и складчатость проявились в ряде прогибов на рубеже раннего и среднего протерозоя (1,9—2,0 млрд. лет), а в других случаях — в среднем протерозое. Для карелид уже типична линейная складчатость. Нередко разрезы ниже- и среднепротерозойских комплексов венчают толщи пород, весьма напоминающие молассы, залегающие на более древних

отложениях с несогласием и дислоцированные весьма слабо. В пределах глыб архейской консолидации, например на Алданском щите, нижнепротерозойские отложения, напоминающие платформенные, залегают в пологих прогибах или в грабенах.

Таким образом, в раннем и среднем протерозое процессы консолидации постепенно охватили огромные пространства. Это нарастание «стабильности» происходило длительное время, о чем свидетельствует одновременное сосуществование прогибов геосинклинального и близких к платформенному типов, например на Балтийском и Алданском щитах. В некоторых районах (запад Восточно-Европейской платформы) в конце среднего протерозоя происходило «взламывание» уже консолидированных участков, внедрение гранитных массивов ралакиви, извержение липаритовых эффузивов, в том числе игнимбритов. Такая магматическая активизация указывает на присутствие мощной земной коры континентального типа (палингенные магмы).

К началу позднего протерозоя земная кора явно «нарастила» гранитно-метаморфический слой, приобрела «жесткость» и, по-видимому, в той части Евразии, которую мы рассматриваем, были образованы гигантские консолидированные глыбы (?) или глыба, фрагменты которой впоследствии образовали фундамент эпикарельских платформ. Следовательно, в ранне-среднепротерозойский этап развития зеленой коры уже существовали геосинклинали, а к концу его — и платформы, характеризовавшиеся признаками, близкими к таковым фанерозойских геосинклиналей и платформ.

В позднепротерозойском — кайнозойском этапе развития литосферы выделяется несколько подэтапов: байкальский, каледонский, герцинский, мезозойский и альпийский, в течение которых в целом происходило постепенное сокращение пространств, занятых геосинклиналиями, и нарастание стабилизированных площадей. Однако местами наблюдался и обратный процесс — раздробление уже консолидированных участков и заложение в их пределах новых геосинклинальных прогибов, например, на Малом Кавказе, на Восточно-Европейской платформе (Донбасс), на северо-востоке Сибирской платформы. По-видимому, уже в позднем протерозое геосинклинальные пояса были дифференцированы и в них существовали поднятия и прогибы. В дальнейшем их структурный план непрерывно менялся.

**Области байкальской складчатости.** В позднем протерозое (рифее) в пределах территории СССР произошло заложение или обновление (?) крупных геосинклинальных поясов: Альпийско-Средиземноморского, Урало-Монгольского и Тихоокеанского, разделявшихся устойчивыми блоками земной коры — платформами. С этого момента и на протяжении всей последующей истории одновременно существовали подвижные геосинклинальные пояса и стабильные участки — платформы, причем площадь последних увеличивалась. В позднем протерозое на Восточно-Европейской и Сибирской платформах начал накапливаться платформенный чехол, а между ними в результате раздробления коры возник Урало-Монгольский геосинклинальный пояс. Восточно-Европейская платформа с юга обрамлялась Альпийско-Средиземноморским геосинклинальным поясом, а к северу от нее также существовала система геосинклиналей Атлантического пояса. Восточнее Сибирской платформы заложился Тихоокеанский геосинклинальный пояс. Образование геосинклинальных поясов происходило в условиях тектонического растяжения, раздробления и переработки земной коры.

Рифейские геосинклинали обладали всеми свойствами палеозойских геосинклиналей, отчетливо подразделялись на структурно-фациальные

зоны, причем во внутренних зонах широко проявлялся основной магматизм (зеленокаменные толщи), а впоследствии и гранитоидный. Во внешних по отношению к платформам зонах накапливались преимущественно терригенные и карбонатные осадки. Как правило, байкалиды отделены от платформ протяженными разломами, секущими ранне-среднепротерозойские и архейские структуры, что свидетельствует о наложенности байкальских геосинклиналей. Но в ряде мест, например в Байкальском нагорье, они явно унаследованы от ранне-среднепротерозойских. В байкалидах сравнительно слабо проявился орогенный этап и в разных районах завершающая складчатость была растянута во времени. В конце байкальской эпохи ряд участков байкальской складчатости причленился к платформам, спаявшись и как бы «нарастив» последние (южное обрамление Сибирской и северо-восточный угол Восточно-Европейской платформ). Эта эпоха складчатости проявилась не только в Урало-Монгольском, но и в Альпийско-Средиземноморском и Тихоокеанском поясах, о чем свидетельствуют крупные массивы, по-видимому, байкальской консолидации в их пределах.

**Области каледонской складчатости.** Каледонский подэтап развития тесно связан с байкальским, и на рубеже позднего протерозоя и раннего кембрия в областях каледонских геосинклиналей не происходило перестройки структурного плана или она была невыразительна. Каледонские геосинклинали характеризовались значительной расчлененностью, сложностью тектонического рисунка, наличием четко выраженных структурно-фациальных зон. В них полно представлены мощные вулканогенно-кремнисто-сланцевые толщи пород с основными подводными вулканами, с телами гипербазитов, базитов и плагиогранитов. Каледонская складчатость не во всех районах проявлялась одновременно, поэтому и выделяются «ранние» и «поздние» каледониды. По сравнению с геосинклинальным комплексом, столь ярко выраженным в каледонидах, орогенный как бы «недоразвит», редуцирован. Известно сравнительно мало районов в Казахском нагорье и в Саянской области с типичными силурийскими молассаами, которые постепенно сменяют геосинклинальные толщи. В пределах Урало-Монгольского пояса в результате каледонской складчатости сформировался Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньский массив, окруженный геосинклинальными прогибами; к байкалидам южного обрамления Сибирской платформы присоединилась восточная часть Алтае-Саянской области. Во всех этих районах после некоторого перерыва, приходящегося в основном на средний или поздний силур, возобновилось орогенное развитие, выразившееся в образовании наложенных впадин, заполнявшихся грубообломочными красноцветными континентальными отложениями с основными, средними и кислыми вулканами. Этот орогенный режим продолжался до конца позднего палеозоя, прерываясь только в конце позднего девона — начале раннего карбона некоторой тектонической паузой, когда на обширных пространствах накапливались карбонатные породы. Весь этот средне-верхнепалеозойский комплекс отложений в пределах каледонид нарушен лишь глыбовыми дислокациями. В каледонидах неизвестны краевые прогибы, так как каледонские геосинклинали не граничат непосредственно с платформами. Лишь в Скандинавии мы видим нагвигание складчатых сооружений каледонид на Балтийский щит.

По поводу развития каледонид в герцинское время нет единства взглядов. Одни геологи считают его затянувшимся эпигеосинклинальным орогенным этапом. Другие придают ему самостоятельное значение, предполагая, что подобная тектоническая и магматическая активность индуцирована из областей герцинских геосинклиналей. При этом

подчеркивается, что собственно каледонские молассы, обычно силурийские, отличаются от девонских и более молодых молассовых образований. Для заключительной стадии развития каледонид характерно неравномерное проявление гранитоидного магматизма, причем подавляющим распространением пользуются граниты, возникшие за счет дифференциации более основных магм, а не за счет плавления гранитно-метаморфического слоя земной коры. В связи с особенностями магматизма каледонид находится их металлогеническая специализация, характеризующаяся месторождениями титана, железа, меди и хрома.

Каледонская складчатость практически не проявилась в Альпийско-Средиземноморском и Тихоокеанском поясах, хотя местами и устанавливаются движения на рубеже силура и девона.

**Области герцинской складчатости.** Герцинский подэтап развития по сравнению с каледонским ознаменовался сокращением площадей, занятых геосинклиналями. Герцинские геосинклинали принципиально не отличались от каледонских, обладали сложной зональностью и развивались в тех районах, где и в раннем палеозое существовал геосинклинальный режим. Иными словами, никаких следов каледонской складчатости в герцинских геосинклиналях обычно не устанавливается и развитие геосинклиналей является «сквозным». Герциниды ярче всего выражены к западу от Сибирской платформы, т. е. в Атлантическом сегменте земной коры, а в Тихоокеанском они как бы «подавлены», и верхнепалеозойская складчатость здесь почти не проявляется. В герцинских геосинклиналях широким развитием пользуются как вулканогенно-осадочные и вулканогенные (зеленокаменные) толщи (зона Восточного склона Урала, Иртыш-Зайсанская зона и другие), так и сланцево-граувакковые отложения (Джунгаро-Балхашская зона, зона Западного склона Урала, Южный Тянь-Шань). Неравномерно, но во многих районах (на Урале, Тянь-Шане, в фундаменте Туранской плиты) присутствуют породы офиолитовой ассоциации.

Орогенный этап в герцинидах выражен отчетливо. В позднем палеозое на месте герцинских геосинклиналей сформировались горно-складчатые сооружения, нередко с надвиговой и покровной структурой (Урал, Южный Тянь-Шань). Перед фронтом герцинских складчатых сооружений, по существу, впервые возникают типичные краевые прогибы, сложенные угленосными, соленосными и гипсоносными отложениями, а также толщами континентальных грубообломочных часто красноцветных моласс. В отдельных районах, например в герцинидах Казахского нагорья, широко проявился мощный орогенный вулканизм, в то время как в других (на Урале, Южном Тянь-Шане) он был выражен очень слабо. Кроме того, в Казахстане в герцинский этап сформировался краевой вулканический пояс, располагавшийся примерно вдоль юго-восточных окраин эпикаледонского массива Казахского нагорья и отделявший подвижную область от более стабильной. Важной особенностью герцинских складчатых сооружений на территории СССР является очень широкое, почти повсеместное проявление гранитоидного магматизма. Особенно многочисленные интрузивные массивы формировались в позднем палеозое (Южный Тянь-Шань, Урал, Рудный Алтай). Однако становление многофазных гранитных плутонов происходило длительное время, захватывая и середину собственно геосинклинального этапа. Столь мощный кислый магматизм, иногда как бы «проникавший» в соседние стабильные области, например в каледониды Казахского массива, вызывал интенсивные метаморфические преобразования вмещающих пород. В связи с особенностями магматизма находится чрезвычайно богатая и разнообразная металлогения герцинид.

Среди месторождений преобладают магматические, скарновые и гидротермальные, а из металлов — медь, железо, свинец, цинк, молибден, вольфрам и другие.

В конце позднего палеозоя весь Урало-Монгольский пояс превратился в складчатую область, так же как и большая северная часть Альпийско-Средиземноморского пояса, где только в ряде мест продолжалось геосинклинальное развитие (в Сванетском прогибе на южном склоне Большого Кавказа). Таким образом, огромные пространства Западной Сибири, Средней и Центральной Азии и Европы оказались «спящими» с платформами и каледонскими массивами.

В Тихоокеанском поясе верхний палеозой — это время усиленного накопления терригенных образований лишь с локальными проявлениями слабой складчатости. Следует подчеркнуть, что в этом поясе почти не проявилась каледонская и герцинская складчатость, а перестройка структурного плана и заложение мезозойских геосинклиналей произошли примерно на рубеже раннего и среднего карбона.

**Области мезозойской складчатости,** закончившие собственно геосинклинальный этап развития примерно на рубеже поздней юры и раннего мела, образуют внешние зоны Тихоокеанского пояса и отдельными «апофизами» проникают далеко к западу, в глубь Азиатского континента. Именно в этих ответвлениях — на Таймыре, в Восточно-Забайкальском сегменте Монголо-Охотской области — геосинклинальное развитие прекратилось уже в раннем или среднем триасе, т. е. раньше всего, а в более восточных и более внутренних районах — в поздней юре, раннем мелу и даже на рубеже позднего мела и палеогена. В «настоящих» мезозондах (киммеридах) отложения верхнего палеозоя и в формационном и в структурном отношении оказываются тесно связанными с мезозойскими. Наиболее яркой особенностью геосинклинального комплекса мезозонд является широкое, почти повсеместное распространение терригенных образований, в западных зонах лишенных вулканических продуктов. Только в более внутренних районах в этом комплексе появляются эффузивы и кремнистые толщи пород (Чукотка, Сихотэ-Алинь, Корякское нагорье). По-видимому, в связи со слабым проявлением собственно геосинклинального вулканизма находится и незначительное распространение офиолитов (Корякское нагорье). В противоположность несколько «недоразвитому» геосинклинальному этапу орогенный в мезозондах выражен достаточно хорошо, с образованием краевых прогибов и межгорных впадин, выполненных молассами, часто угленосными. Мезозонды обладают различной структурой: то относительно простой (Верхояно-Колымская область), то сложной (Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская области). Характерной чертой мезозонд является мощный орогенный магматизм, представленный широким диапазоном гранитных интрузий и преимущественно меловым вулканизмом. Гранитоиды формировались и за пределами мезозойских складчатых областей, например на юге Восточной Сибири и даже на Алданском щите Сибирской платформы. Необходимо заметить, что именно в триасе огромные пространства Сибирской платформы и северной части Урало-Монгольского пояса были охвачены процессами растяжения, образованием грабенов и мощнейшим трапповым магматизмом. Металлогения мезозонд очень напоминает герцинскую и наибольшее значение играют месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, серебра, ртути.

В меловое время значительная территория востока СССР оказалась выключенной из геосинклинального развития, нарастив стабильные участки земной коры.

**Области кайнозойской складчатости (альпийской и тихоокеанской).**  
 В кайнозой геосинклинальный режим сохранялся только в Альпийско-Средиземноморском и во внутренней зоне Тихоокеанского поясов, геологическая история которых в это время была резко различной.

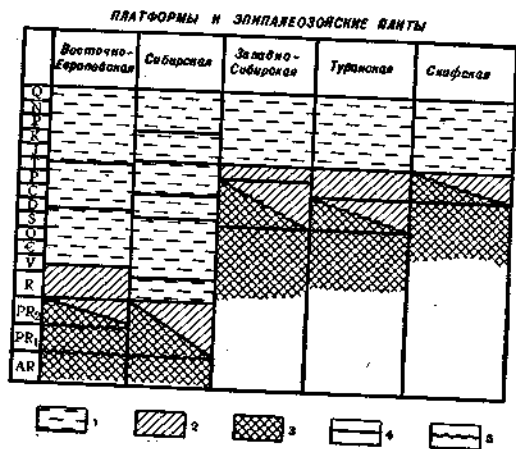


Рис. 140. Основные комплексы, отвечающие главным этапам развития платформ и плит разного возраста:  
 1 — платформенный чехол; 2 — нижние горизонты платформенного чехла («авлакогенный», «переходный», «промежуточный» и другие комплексы); 3 — фундамент (геосинклинальные комплексы); 4 — рубежи комплексов отложенный чехла (перестройка структурного плана); 5 — складчатость

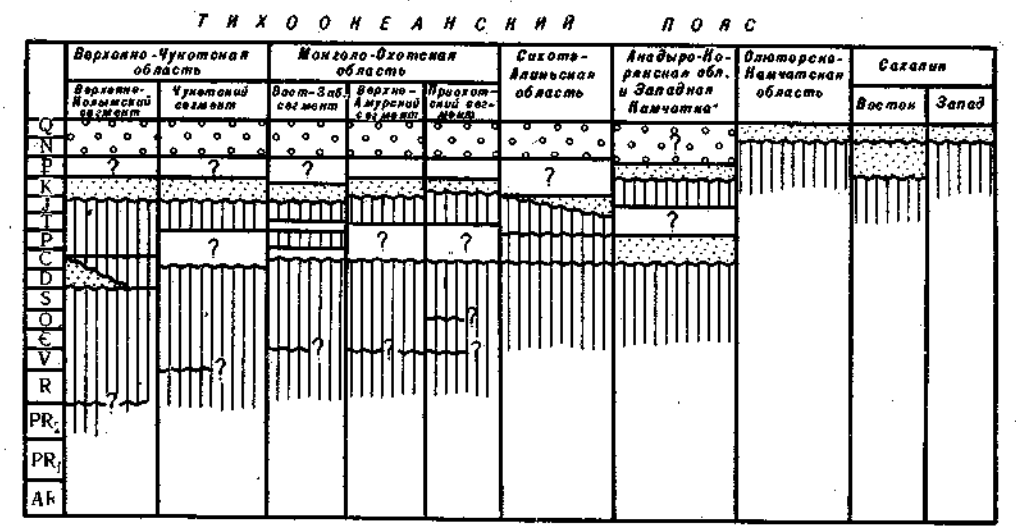
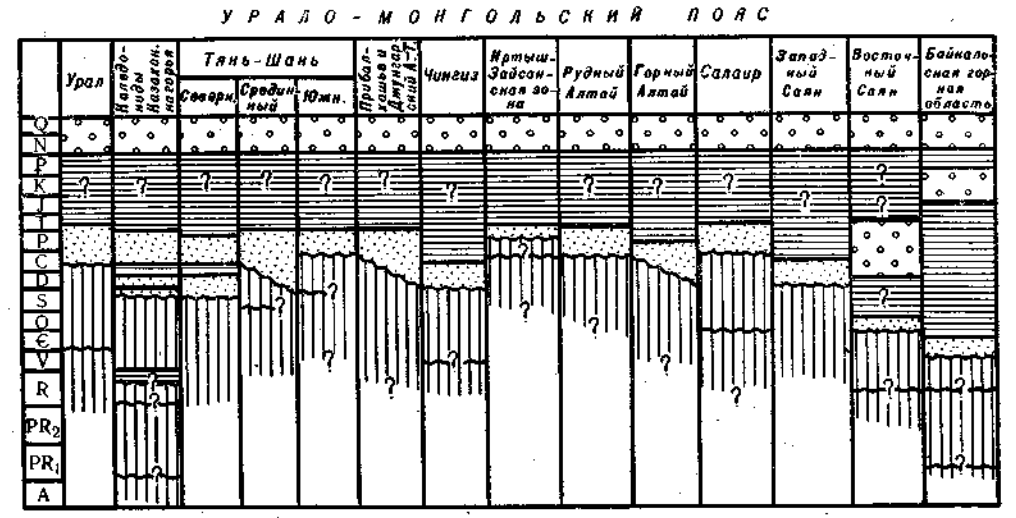
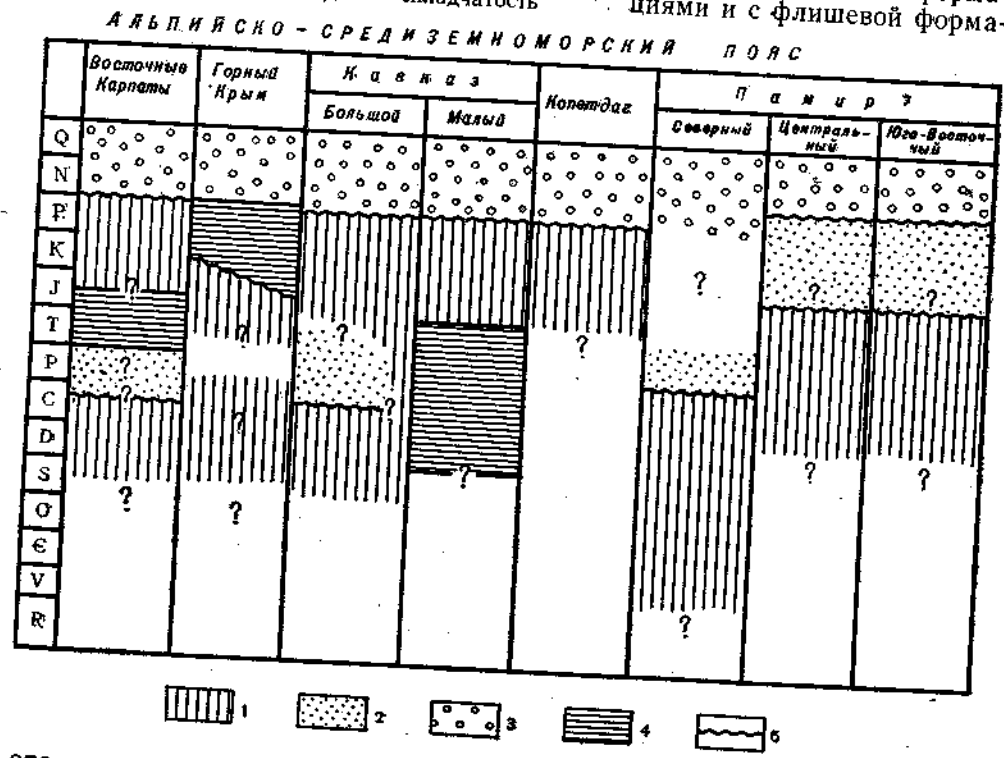


Рис. 141. Основные комплексы, отвечающие главным этапам развития складчатых областей:  
 1 — геосинклинальный комплекс; 2 — эпигеосинклинальный орогенный комплекс; 3 — орогенный комплекс, связанный с тектонической активизацией; 4 — «квазиплатформенный» комплекс (близкий к платформенному); 5 — складчатость

цией на поздних стадиях, столь характерной для альпид. Перед поздней юрой местами произошли складкообразовательные движения, сопровождающиеся складчатостью (Горный Крым, Памир) и внедрением интрузий (Кавказ). В альпидах очень ярко проявился и орогенный этап с образованием краевых прогибов и межгорных впадин, однако без угленосных толщ, столь типичных для герцинских и мезозойских краевых прогибов и межгорных впадин. В результате неогеновой складчатости в Альпийско-Средиземноморском поясе сформировалась очень сложная складчато-надвиговая и даже покровная структура. В орогенном этапе имел место наземный вулканизм (Восточные Карпаты, Кавказ). В пределах СССР альпийский гранитоидный магматизм проявился слабо и только на Кавказе, особенно на Малом, поэтому магматогенных месторождений полезных ископаемых сравнительно немного. В настоящее время орогенный режим в этих районах еще сохраняется.

Кайнозойские геосинклинали крайнего востока СССР резко отличаются от альпийских. Для большинства из них неясен тот фундамент, на котором они заложены, но в ряде районов предполагается, что это была кора океанического типа, по крайней мере, в наиболее внутренних зонах. Это находит некоторое подтверждение в широком развитии в этих геосинклиналях кремнисто-вулканогенных толщ с базитами и гипербазитами при почти полном отсутствии настоящих гранитных плутонов палингеного типа. По направлению с запада на восток замыкание геосинклинелей происходило все позднее, а Юго-Восточная Камчатка и Курильская островная дуга сохраняют свою тектоническую и вулканическую активность до настоящего времени. Именно в этих районах кора континентального типа переходит в океаническую. Металлогеническая специализация кайнозойских сооружений Тихоокеанского пояса сравнительно бедна и представлена золотом, серебром, ртутью, реже полиметаллами.

Являются ли районы Юго-Восточной Камчатки и Курильской островной дуги современными геосинклиналями? На этот счет существуют противоречивые мнения. С одной стороны, большой размах рельефа в этих районах (с учетом глубоководных желобов), повышенная тектоническая активность и вулканизм допускают возможность такого предположения. Но, с другой — само понятие о геосинклинальном развитии возникло из анализа строения участка земной коры, прошедшего все этапы и стадии этого развития. Следовательно, «понятие геосинклинального процесса — понятие историко-геологическое», как совершенно справедливо отмечает в одной из своих работ Г. П. Леонов. Поэтому, если мы не можем увидеть результат этого процесса, запечатленный в отложениях, то, строго говоря, не имеем права и утверждать, что какая-либо структура представляет собой в настоящее время геосинклиналь. С таких позиций выделение современных геосинклинелей неправомерно. Таким образом, этот вопрос не решается однозначно. Все же следует подчеркнуть, что большинство геологов придерживаются мнения о том, что подобные районы могут быть названы ныне «живущими» геосинклиналями, находящимися на определенной стадии развития. В позднем кайнозое огромные пространства территории СССР, геосинклинальное развитие которых уже давно закончилось, начали испытывать энергичную тектоническую активизацию, выразившуюся в формировании горного рельефа. Особенно энергичному орогенезу подверглись герцинские и каледонские сооружения Тянь-Шаня, а также Алтае-Саянской и Байкальской областей, Урала, Таймыра и других районов. В Байкальской области образовалась протяженная рифтовая система и проявлялся базальтовый вулканизм. Расчлененный горный

рельеф возник и на обширных площадях развития мезозойских складчатых сооружений Северо-Востока СССР и Дальнего Востока. Все эти регионы перед поздним кайнозоем испытывали разной степени длительности спокойное тектоническое развитие, близкое к платформенному, наступившее после эпох завершающей складчатости и орогенеза. Таким образом, неоген-четвертичная активизация в известном смысле носит эпиплатформенный характер. Причины такого орогенеза в настоящее время неясны, но следует отметить его приуроченность по времени к альпийской складчатости.

Краткий обзор наиболее важных качественных отличий разновозрастных складчатых областей в пределах территории СССР и этапов их развития довольно определенно показывает, что эволюция земной коры с древнейших времен шла в целом в направлении увеличения ее стабильности. Геосинклинальные области последовательно сокращались, но интенсивность деформаций в них со временем, пожалуй, нарастала. Эпохи наиболее энергичных складчатых деформаций проявились с некоторой периодичностью и повсеместно. Однако это обстоятельство не должно заслонять того факта, что процессы складкообразования, по существу, происходили непрерывно, усиливаясь или затухая в отдельные моменты геологической истории и в разных регионах. На фоне прогрессирующей стабилизации некоторые «жесткие» участки земной коры вновь испытывали раздробление и погружение — регенерацию геосинклинального режима. По-видимому, в самом общем виде можно говорить о цикличности в геологическом развитии, выражающейся хотя бы в закономерной смене погружений поднятиями и складчатостью в геосинклиналях. Однако неравнозначность «циклов» (байкальского, каледонского и других) по многим аспектам свидетельствует и о направленном, необратимом процессе развития земной коры. Высказанные выше соображения могут быть проиллюстрированы рис. 140 и 141, на которых показан возрастной диапазон основных комплексов отложений, слагающих разновозрастные складчатые области в пределах Урало-Монгольского, Альпийско-Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, а также платформ и эпипалеозойских плит.

## Строение и эволюция основных структурных элементов земной коры на примере территории СССР

### Подвижные области земной коры — геосинклинали

Учение о геосинклиналях, возникшее более 100 лет тому назад, явилось одной из самых плодотворных геологических идей, хотя и претерпело значительные изменения со времен Дж. Холла и Дж. Дэна — основоположников этого учения.

Под геосинклиналями понимаются такие мобильные участки земной коры, которые в начале своего развития характеризовались значительным опусканием, а в конце — складчатостью, поднятием и образованием горного сооружения (орогена). Подобное определение отвечает основной идее, впервые высказанной Дж. Холлом. В советской геологической литературе геосинклиналь чаще всего называют прогиб, отделенный от соседнего геоантиклинальным поднятием. Как мы уже убедились, геосинклинали вместе с разделяющими их поднятиями — геоантиклиналями, объединяются в геосинклинальные системы, области и пояса. Геосинклинали характеризуются своеобразными чертами, присущими только им. Как правило, геосинклинальные пояса и области обладают

линейностью, т. е. по простиранию они значительно протяженнее, чем в ширину (Альпийско-Средиземноморский пояс, альпийская геосинклинальная область Восточных Карпат, герцинская Урала, мезозойская Сихоте-Алиня, кайнозойская Камчатки и многие другие). Однако нередко наблюдаются и другие соотношения, когда геосинклинальные пояса и области причудливо изгибаются, образуя крутые петли или торцово сочленяясь друг с другом, например, в палеозоидах Алтае-Саянской области или в альпидах Юго-Восточной Европы. Линейность геосинклиналей объясняется тем, что их заложение часто предопределяется глубинными разломами.

Геосинклинали прежде всего характеризуются большой скоростью и амплитудой тектонических движений, что отражается в огромных мощностях накапливающихся осадков. Мощность отложений одного цикла в геосинклиналях достигает 10—15 км и более. Вспомним мощнейшие сланцевые толщи нижней и средней юры Большого Кавказа, рифейские отложения Западного склона Урала (Башкирский антиклинорий), разрезы геосинклинального мезозойского комплекса Сихоте-Алиня. Мобильность геосинклиналей выражается также в резкой дифференцированности их внутренней структуры, обуславливающей существование зональности. В пределах зон, обладающих линейной формой, мощность отложений сильно колеблется, причем изменение ее происходит очень быстро поперек границ зон, тогда как по их простиранию она обладает большим постоянством. Ярким примером в этом отношении является зональность Уральской геосинклинали, Карпатской, Южного склона Большого Кавказа, Южного Тянь-Шаня и многих других. Та же самая касается и литологического состава осадков, выдерживающего по простиранию и быстро меняющегося вкrest простирания геосинклиналей. Как правило, градиент мощностей в геосинклиналях равен 10 м/км за 1 млн. лет. Эти характерные черты — следствие значительной дифференциации и быстроты тектонических движений. Однако в отдельные, в частности, самые ранние моменты развития геосинклиналей мощность накапливающихся осадков оказывается вполне соизмеримой с мощностями отложений за такой же промежуток времени на платформах.

Даже краткий региональный обзор геологического строения СССР показывает своеобразие типов отложений, характерных для геосинклиналей и не встречающихся на платформах. Следует подчеркнуть преимущественное распространение в геосинклиналях морских осадков, нередко относительно глубоководных. Для геосинклиналей типичны такие группы формаций, как аспидных сланцев (нижняя юра Большого Кавказа), кремнисто-сланцевая, яшмовая (кембрий каледонид северо-востока Казахского нагорья), терригенная (верхоянский комплекс мезозойского Востока СССР), флишевая (мел-палеоген Восточных Карпат, верхняя юра — мел южного склона Большого Кавказа), основных эффузивов — спилитодиабазовая недифференцированная, диабаз-альбитофировая контрастная (силур-девон Магнитогорского синклинория) и многие другие.

Традиционно считается, что геосинклиналям свойствен мощный магматизм как в эффузивной, так и в интрузивной формах. Как можно было убедиться на рассмотренных материалах по территории СССР, распределение магматических пород в геосинклиналях разного возраста весьма различно. Существуют геосинклинали почти полностью амагматичные или с очень слабым проявлением вулканизма и интрузивного магматизма, например Восточные Карпаты, Горный Крым, Копетдаг, Верхояно-Колымская область, зона Западного склона Урала и т. д.

В других же случаях магматизм проявляется очень широко как в пространстве, так и во времени (зона Восточного склона Урала, Олюторско-Камчатская область, Малый Кавказ, Рудный Алтай и другие). Между крайними типами геосинклиналей по характеру проявления и объему магматизма существуют все переходные разновидности.

Как известно, важнейшим качеством геосинклинального процесса является инверсия тектонического режима, складчатость и образование горного сооружения. В некоторых случаях замыкание геосинклиналей происходит постепенно, например на Малом Кавказе, когда длительное время существуют остаточные геосинклинальные прогибы, как бы постепенно «вырождающиеся». Иногда эта смена движений имеет место в относительно короткий интервал времени — в Горном Крыму, например.

Мощные толщи осадочных и вулканогенных геосинклинальных отложений оказываются в конце концов энергично деформированными. Чаще всего складчатость имеет голоморфный характер, т. е. развиты линейные, закрытые вплоть до изоклинальных складки, более или менее равномерно слагающие все пространство, нередко наклоненные или опрокинутые, осложненные взбросами, надвигами и покровами. Опрокидывание и надвигание обычно происходит в сторону соседних платформ или эпипалеозойских плит, т. е. стабильных участков земной коры. Примерами могут служить моновергентные складчатые сооружения Восточных Карпат, Западного склона Урала, Большого Кавказа (южного склона), южного Верхоянья, западного Сихоте-Алиня и другие. Однако характер складчатости далеко не одинаков даже в пределах одного и того же складчатого сооружения. Так, в мезозоидах Верхояно-Чукотской области, в частности в Верхоянском антиклинории, развиты типично линейные складки, а в Яно-Индигорской зоне отложения верхоянского комплекса залегают очень полого. В Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа вулканогенная средняя юра смята очень полого, хотя рядом располагаются интенсивно дислоцированные зоны. Мощные комплексы вулканических пород почти всегда слабо дислоцированы, что по-видимому, объясняется их жесткостью, например в Магнитогорском синклинории Урала. Во многих районах складчатости сопутствует образование покровов. Достоверные амплитуды горизонтального перемещения по ним оцениваются в 10—45 км. Такие покровы известны в альпийских складчатых областях (Карпаты, Кавказ), герцинских (Урал, Южный Тянь-Шань), кайнозойских (Анадыро-Корякская область) и во многих других. В настоящее время предполагаются гораздо более значительные (многие десятки километров) горизонтальные перемещения пород на Кавказе, Урале, Тянь-Шане, Памире, Корякском нагорье. Однако эти предположения пока основаны на определенных гипотезах и требуется еще большая работа для того, чтобы твердо доказать подобные перемещения. Комплексам геосинклинальных отложений свойствен метаморфизм, обусловленный их погружением на большие глубины. Но кроме регионального широко распространены и другие виды метаморфизма, например контактовый и динамометаморфизм. Так же, как и складчатость, которая в различных геосинклиналях проявляется по-разному, формирование горного сооружения может происходить либо очень энергично (Кавказ, Карпаты, Урал), либо довольно слабо (южное и северное Верхоянье, каледониды Казахстана).

На материалах по различным регионам СССР можно было убедиться в том, что содержание понятия «геосинклиналь» в своей основе осталось неизменным с момента его введения. Однако выявилось большое разнообразие в строении геосинклиналей, их эволюции, характере



отложений, магматизме, складкообразовании, орогенезе и т. д. Тем не менее эти отличия и особенности некоторых геосинклиналей не могут, по-видимому, существенно поколебать первоначальное содержание понятия «геосинклиналь». В последнее десятилетие замечен и другой подход, в основе которого лежит предположение о том, что теория геосинклиналей в том виде, в каком она была сформулирована, не отвечает современным представлениям и, по существу, себя изжила. Этой точки зрения мы коснемся несколько ниже.

Как мы убедились при рассмотрении истории развития конкретных геосинклиналей на территории СССР, превращение их в складчатые области и пояса — процесс очень сложный и длительный, охватывающий десятки и даже сотни миллионов лет. Одни геосинклинали существовали сравнительно короткое время, другие, наоборот, развивались весьма длительно, на протяжении многих геологических периодов, не испытывая при этом существенных складчатых деформаций. В третьих после эпохи складчатости, поднятий и некоторой консолидации вновь наступало раздробление, погружение и геосинклинальный процесс возобновлялся.

Все геосинклинали от момента своего «рождения» и до «смерти» проходят ряд определенных этапов и стадий, которые, несмотря на все их различие в разных конкретных геосинклиналях, обладают и какими-то общими, характерными для всех них чертами. В эволюции геосинклиналей можно достаточно определенно выделить два основных этапа, отличающихся между собой: этап преобладающих погружений, или собственно-геосинклинальный, и этап формирования складчатой структуры, поднятий и образования горно-складчатого сооружения, или орогенный. Эти два этапа хорошо распознаются при анализе развития геосинклинальных областей, причем первый этап обычно охватывает больший временной интервал, чем второй. Разногласия в трактовке этих двух этапов заключаются в том, что одни геологи считают орогенный этап преемственно связанным с собственно-геосинклинальным этапом, а другие предполагают его независимость от последнего. Первая точка зрения, по-видимому, предпочтительнее, так как показывает закономерную связь между погружением, накоплением осадков и последующими складчатостью и образованием гор. Каждый из упомянутых выше этапов можно подразделить на несколько стадий, о числе и о роли которых также нет единого мнения.

**В собственно-геосинклинальном этапе** обычно намечаются две стадии: ранняя и поздняя, или зрелая.

Ранняя стадия характеризует начальные моменты заложения геосинклиналей в условиях преобладающего погружения и тектонического растяжения, сопровождающегося образованием разломов. Для этой ранней стадии, как мы убедились, типичны терригенные толщи пород: глинистые и аспидные сланцы, граувакки, алевролиты, песчаники и т. д. Вспомним мощные отложения нижней и средней юры на Большом Кавказе, нижнюю и среднюю части (средний карбон — триас) верхоянской серии на Востоке СССР, граувакковые толщи силура-девона в Прибалхашье и другие. Мощность таких толщ достигает нескольких километров. Нередко, как это показал В. М. Цейслер, начальные стадии развития геосинклиналей характеризуются накоплением карбонатных толщ. Большую роль в этом отношении должны играть климатические условия.

Во многих случаях (но не всегда!) ранние стадии развития геосинклиналей сопровождаются вулканизмом, преимущественно подводным и основного состава. Иногда этот вулканизм чрезвычайно интенсивен,

например, в ордовике (?), силуре и девоне, в зоне Восточного склона Урала, в позднем рифее — раннем кембрии в Восточных Саянах, в позднем рифее — кембрии Казахского нагорья и в других местах. Толщи этих вулканических пород нередко подвергаются хлоритизации («зеленокаменные» породы). Проявления вулканизма на ранних стадиях развития геосинклиналей могут быть и весьма незначительными (триас-юра Горного Крыма, нижняя-средняя юра Большого Кавказа, пермь-триас-юра Монголо-Охотской области, средний палеозой зоны Западного склона Урала) или почти полностью отсутствовать (мел-палеоген Восточных Карпат, верхоянская серия Верхояно-Колымского сегмента мезозой).

В последнее время было установлено, особенно на примерах Урала и Саян, что на ранних стадиях развития геосинклиналей существуют несколько типов вулканических формаций: 1) непрерывные (от базальтов до липаритов); 2) контрастные (базальт-липаритовые) и 3) недифференцированные (спилито-диабазовые). Последние связаны с глубинными очагами и контролируются разломами в геосинклинальных прогибах. Магма быстро поступает на поверхность, почти не испытывая дифференциации. Весьма интересны контрастные серии пород, в которых базальты и липариты связаны с очагами различной глубинности, причем кислые магмы образовались за счет селективного плавления гранито-метаморфического слоя земной коры. Такие контрастные серии пород сейчас установлены во многих регионах (юра Большого Кавказа, рифей — нижний палеозой Алтае-Саянской области, юра — мел Сихотэ-Алиня, силур-девон Магнитогорского синклинория Урала и т. д.). Это важное обстоятельство свидетельствует о наличии гранитно-метаморфического слоя в основании многих геосинклиналей даже в начальные стадии их существования. С вулканическими породами обычно тесно связаны разнообразные кремнистые толщи, яшмы, кремнистые алевролиты и аргиллиты, туффиты, кремнистые известняки и другие породы.

С описанными выше подводными вулканиками и кремнистыми толщами пространственно нередко ассоциируют тела основных (базитов) и ультраосновных (гипербазитов) пород, локализующихся вдоль узких и протяженных зон. Именно это сообщество пород было названо еще в начале нашего века Г. Штейнманном офиолитовой ассоциацией. В последнее время к этим образованиям привлечено пристальное внимание геологов. В соответствующих разделах уже говорилось, что серпентинизированные гипербазиты чаще всего обладают тектоническими контактами с вмещающими породами. Такой характер взаимоотношений свидетельствует о холодном внедрении гипербазитов (протрузии), чему немало способствует их серпентинизация, действующая подобно «смазке». По существу, во всех районах развития альпийских гипербазитов они имеют характер протрузий (Севанская зона на Малом Кавказе, Иртыш-Зайсанская зона, зона Восточного склона Урала, Корякское нагорье, Южный Тянь-Шань, Алтае-Саянская область и другие). Правда, местами наблюдаются, хотя и очень редко, «горячие» контакты, но они скорее принадлежат гипербазитам, являющимся продуктом дифференциации базальтовой магмы, и тесно связаны с различными габброидными интрузиями. Альпийские гипербазиты нередко участвуют в виде блоков и глыб в составе тектонической брекчии (меланжа), состоящей из пород офиолитовой ассоциации и слагающей основание покровов и надвиговых пластин. Последовательность пород в наименее нарушенных участках с офиолитовой ассоциацией, например в районе Полярного Урала, позволила А. В. Пейве, А. С. Перфильеву, А. Л. Книпперу, С. В. Руженцеву, Н. А. Богданову и другим геоло-

гам сопоставить ее с разрезом отложений в современных океанах и предположить, что они весьма похожи. В такой трактовке породы офиолитовой ассоциации представляют собой как бы реликт океанической коры прошлого, на которой и закладывались данные геосинклинали. Впоследствии, в результате значительного горизонтального сжатия, фрагменты этой океанической коры оказались выжатыми по разрывам. Благодаря своей пластичности (серпентиниты) они часто слагают низы покровных пластин (аллохтонов). Таково вкратце содержание этой новой весьма увлекательной гипотезы, позволяющей, по мнению ее сторонников, объяснить многие, если не все, черты строения геосинклиналей. Однако противники этой гипотезы выдвигают весьма основательные доводы, опровергающие многие ее аспекты. Несмотря на то что офиолиты нередко слагают покровные пластины, по-видимому, не обязательно предполагать формирование комплекса этих пород в громадном океане без гранитно-метаморфического слоя земной коры и затем «захлопывание» этого океана, т. е. большие горизонтальные перемещения. Можно допустить, что офиолиты формировались в узких трогах или желобах, и, хотя они и были в дальнейшем раздавлены и выжаты, они все же не перемещались далеко от места своего накопления. Есть и другие возражения, на которых подробно мы не можем останавливаться. Во всяком случае, проблемы формирования этих чрезвычайно своеобразных пород и их места в истории развития геосинклиналей еще ждут своего окончательного решения.

Преимущественно основной магматизм ранних стадий развития геосинклиналей был назван Г. Штилле инициальным, или начальным. Несмотря на широкое распространение этого термина в геологической литературе, трактуется он далеко не однозначно, во-первых, в силу расплывчатости определения Г. Штилле и, во-вторых, в силу субъективного подхода со стороны различных исследователей. Как мы видели, в «начальных» по времени проявления вулканитах нередко широко развиты средние и даже кислые породы (в силуре — девоне Магнитогорского синклиория Урала, в девоне Рудного Алтая, в рифее и кембрии Саянских каледонид, в палеогене Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа и в других местах). Во многих случаях сейчас доказывается длительное сосуществование и параллельное развитие кислых и основных магматических продуктов, что ставит под сомнение «вертикальный ряд» типов магматизма, по Г. Штилле. В некоторых районах (салаириды Восточных Саян) «инициальный» вулканизм затягивается и проявляется вплоть до складчатости и полной инверсии геосинклиналей, т. е. он уже отнюдь не «ранний» или «начальный» по времени своего проявления.

На рассмотренных выше примерах можно было убедиться, что в конце ранней стадии собственно геосинклинального этапа нередко происходят поднятия и перестройка структурного плана, иногда весьма значительная складчатость, часто сопровождаемая образованием покровов и внедрением гранитоидных интрузий. Такие движения и формирование гранитных интрузий имели место в предверхоанское время на Большом Кавказе, в среднем и позднем девоне в зоне Восточного склона Урала, в раннем и среднем палеозое в Среднем Тянь-Шане. Все эти подвижки, складчатость и т. д. не приводили к окончательной ликвидации геосинклинального режима, но заметно изменяли структурный план.

Поздняя, или зрелая, стадия характеризуется значительным усложнением строения геосинклинальной области. Энергично растут внутренние поднятия, появляются острова, новые области сноса.

В результате происходит изменение типа осадков, среди которых широко распространяются терригенный и терригенно-карбонатный флиш (верхняя юра — мел в зоне Южного склона Большого Кавказа, верхний палеозой Южного Тянь-Шаня; палеоген Малого Кавказа и т. д.). Вместе с тем можно было убедиться, что флишевые отложения образуются и в более ранние стадии (триас — средняя юра Горного Крыма, мел Восточных Карпат). Кроме флишевых толщ для зрелой стадии развития геосинклиналей довольно типичны разнообразные известняки. Вулканическая деятельность, сопровождающая эту стадию развития геосинклиналей, меняет свой характер. Начинают преобладать средние эффузивы: андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты вплоть до липаритов. Иногда эту ассоциацию пород называют андезитовой или порфиритовой формацией. Примером таких порфиритовых толщ являются палеогеновые вулканиты Малого Кавказа, верхнедевонские — нижнекаменноугольные эффузивы Рудного Алтая и другие.

**Орогенный этап.** В конце зрелой стадии развития происходит дальнейшее разрастание поднятий, замыкание отдельных частных геосинклиналей и начинается общая инверсия, сопровождаемая усилением складчатых деформаций и становлением крупных гранитоидных интрузий. По-видимому, в это время преобладают тектонические условия сжатия, что подчеркивается ослаблением и прекращением вулканизма. Эти процессы знаменуют собой резкую перестройку тектонического режима, определенный качественный скачок, хотя и растянутый во времени, и начало нового этапа — орогенного, в котором в самом общем виде выделяются две стадии: раннеорогенная и позднеорогенная. Но далеко не всегда рубеж между ними выражен отчетливо, так же как и между зрелой стадией собственно геосинклинального этапа и раннеорогенной.

В раннеорогенную стадию формируется складчатая структура, часто образуются покровы, надвиги (например, в позднем олигоцене — миоцене Восточных Карпат, в позднем олигоцене — среднем миоцене на Кавказе, в поздней юре в Верхояно-Колымском сегменте, на рубеже мела и палеогена в Корякском нагорье и т. д.). В это же время продолжают формироваться интрузии гранитов («синорогенный», или «синскладчатый» магматизм, по Г. Штилле). На фоне общего, но еще слабого воздымания складчатого сооружения начинают закладываться краевые прогибы и межгорные впадины, заполняющиеся часто в условиях морского бассейна сравнительно тонким обломочным материалом (верхнеолигоценовые — среднемиоценовые отложения Предкарпатского и Предкавказского краевых прогибов, Рионской и Куринской межгорных впадин; нижняя пермь в Предуральском краевом прогибе и другие). Для краевых прогибов и межгорных впадин на этой стадии характерны параллельные (морские) и лимнические (озерные) угленосные толщи, например, в Печорской ячее Предуральского краевого прогиба, в Кузнецком и в Предверхоанском прогибах и т. д. В условиях жаркого, аридного климата нередко формируются лагунные соленосные и гипсоносные толщи (кунгурский ярус в Предуральском краевом прогибе, средний миоцен Предкарпатского прогиба и Солотвинской межгорной впадины в Закарпатье). Процесс становления интрузий гранитов крайне длителен и может растягиваться на десятки миллионов лет, причем интрузии формируются за счет плавления материала верхней части земной коры. Примерами таких интрузивных массивов могут служить позднеюрские — раннемеловые граниты Верхояно-Чукотской области, позднепалеозойские гранитоиды Рудного Алтая и зоны Восточного склона Урала.

Позднеорогенная стадия характеризуется резким увеличением темпа воздымания уже начавших расти горно-складчатых сооружений, в связи с чем в краевые прогибы и межгорные впадины поступает в больших количествах грубообломочный материал (молассы), чаще всего накапливающийся в континентальных условиях. Краевые прогибы и межгорные впадины расширяются, причем первые как бы «накапываются» на смежные участки платформ, а вторые часто смещаются в сторону срединных массивов. Классические примеры в этом отношении представляют альпийские (Предкарпатский, Предкавказский, Предкопетдагский) и герцинские (Предуральский) краевые прогибы.

Интенсивное сводово-глыбовое поднятие обычно сопровождается процессами растяжения, что создает благоприятные условия для проявления наземного вулканизма. Извержения характеризуются высоким индексом эксплозивности, широким развитием средних и кислых эффузивов, в частности липаритовых и дацитовых игнимбритов (Большой Кавказ, герциниды Казахского нагорья). Местами довольно энергично проявляется базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм, причем наиболее поздние базальты часто обладают повышенной щелочностью (Корякское нагорье, Закарпатье). Именно эти проявления вулканизма были названы Г. Штилле «субсеквентным» и «финальным» соответственно. Первый термин означает, что вулканизм следует непосредственно за «синорогенным» магматизмом, а второй, по его мнению, характеризует уже квазиплатформенное развитие территории. В советской геологической литературе чаще можно встретить термин «орогенный» магматизм. Однако его содержание шире того, которое Г. Штилле вкладывал в понятие «субсеквентный» магматизм, и включает все проявления интрузивного и эффузивного магматизма, сопровождающие орогенный этап развития геосинклинали, т. е. отвечает «синорогенному», «субсеквентному» и «финальному» магматизму, по Г. Штилле. Сейчас можно считать доказанным одновременное существование магматических очагов на разных уровнях в земной коре и верхней мантии, продуцирующих кислую и основную магмы. Яркие примеры проявления такого орогенного вулканизма имеются в Восточных Карпатах и на Кавказе, в Джунгаро-Балхашской области герцинид Казахского нагорья, в Среднем Тянь-Шане, в мезозоидах Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской областей, в Камчатской кайнозойской области. В конце позднеорогенной стадии развития темп поднятий замедляется, начинают преобладать процессы разрушения и горы становятся ниже, часто совсем нивелируясь.

Изложенная выше схема эволюции геосинклинали, конечно, идеализирована. В каждом конкретном случае развитие геосинклинали идет своим, во многом неповторимым путем. В одних случаях геосинклинали этап выражен особенно ярко, в орогенный — редуцирован, проявляется очень слабо. В других — наоборот. Рубежи между приведенными выше, несколько условными, стадиями развития геосинклинали могут быть «смазанными», нечеткими, переходы между ними растянутыми во времени. Складчатость проявляется то очень энергично, то вяло и т. д. Отклонений от схемы сколько угодно. Но в целом, в разных геосинклиналях общая сходная картина все-таки сохраняется.

Некоторые геосинклинали на ранних стадиях развития представляют относительно простой, слабо расчлененный прогиб, в дальнейшем усложняющий свою структуру за счет роста внутренних поднятий и, наконец, испытывающий полную инверсию. Такая схема развития геосинклинали иногда называется инверсионной. Примерно в таком стиле развивались альпийские геосинклинали Большого Кавказа, Карпат и других областей, когда на месте осевых зон прогибов возникали антиклинории. В других случаях геосинклинали прогиб уже в самую начальную стадию оказывался дифференцированным на частные прогибы и поднятия, что находило отражение в распределении фаций и мощностей. В дальнейшем поднятия последовательно разрастались и прогибы сокращались, пока вся геосинклинали не превращалась в горно-складчатое сооружение. Подобная схема эволюции геосинклинали может быть названа унаследованной и приложима, например, к Уралу.

В целях типизации геосинклинали в настоящее время широко используются такие понятия, как «эвгеосинклинали» и «миогеосинклинали», введенные в литературу в 40-х годах нашего столетия Г. Штилле. Под «эвгеосинклиналями» он понимал внутренние зоны «ортогеосинклинали» (т. е. «настоящих» или «полных» геосинклинали), отличающиеся наибольшей подвижностью, метаморфизмом пород, раньше всего вовлекающиеся в энергичную складчатость и характеризующиеся плиомагматическим развитием, т. е. интенсивным проявлением «начального», «синорогенного» и «субсеквентного» магматизма. В то же время Г. Штилле подчеркивал, что для эвгеосинклинали зон наиболее типичен «начальный» магматизм — сообщество основных, реже средних и кислых эффузивов и небольших по размеру основных и ультраосновных интрузий. «Многеосинклинали», в его трактовке, характеризуются отсутствием мощного магматизма, более поздней и более слабой складчатостью, меньшей мобильностью, внешним расположением в геосинклиналином поясе, ослабленным метаморфизмом и т. д. Таким образом, Г. Штилле установил совокупность признаков, по которым могут быть выделены «эв-» и «миогеосинклинали» зоны. Несмотря на привлекательность такой схемы, в критериях, данных Г. Штилле, содержалось много неопределенного и противоречивого, что дало повод толковать эти поднятия весьма субъективно. Особенно это относится к характеру магматизма, по общему мнению, ведущего признака для выделения «эв-» и «миогеосинклинали». Наблюдающиеся при этом расхождения касаются типа магматической деятельности, времени и длительности ее проявления, состава и объема магматических продуктов, соотношения разных типов пород и их объемов во времени и пространстве. Часто возникают споры о том, к какой категории следует относить тот или иной геосинклинали прогиб или их системы, какие отложения и какой магматизм считать «эв-» или «миогеосинклинали». Учитывая сказанное, мы избегали употреблять эти понятия. Но если их использовать, то только в том самом широком смысле, какой вкладывал в них Г. Штилле, например, для протяженных зон типа Западного и Восточного склонов Урала, противопоставляя их друг другу. Вряд ли правильно будет применять эти понятия к частным отдельным прогибам, только с раннегеосинклиналильным вулканизмом или без такового, как это обычно делается.

В последнее время в вопросе типизации геосинклинали наметилось еще одно направление, когда «эвгеосинклинали» считают прогибы, заложившиеся на коре океанического типа и которые Н. А. Богданов предложил называть «талассогеосинклиналями». В этом случае центр тяжести в понятии «эвгеосинклинали» переносится на гипотетический характер субстрата, на котором сформировался данный прогиб. Поскольку фрагменты океанической коры, по мнению ряда геологов, представлены в породах офиолитовой ассоциации, то зоны ее распро-

386

странения и являются «эвгеосинклиналями», испытавшими своеобразное «захлопывание» в результате сильнейших горизонтальных перемещений. Эти интересные представления в настоящее время апробируются на примерах многих районов, однако поддерживаются не всеми геологами.

По-видимому, существует непрерывный ряд геосинклинальных прогибов от «эвгеосинклинальных» до «миогеосинклинальных». В некоторых случаях бывает также затруднительно разграничить «миогеосинклинальные» и платформенные прогибы. Все это создает значительные трудности в проблеме классификации геосинклиналей и заставляет с большой осторожностью относиться к реальному содержанию понятий «эв-» и «миогеосинклиналь» в толковании разных авторов.

На примере различных складчатых поясов СССР можно было видеть, что внутри них на геосинклинальном этапе развития располагались участки более древней консолидации, которые, обладая «жесткостью», не вовлекались или вовлекались очень слабо в общее погружение. Такие срединные массивы известны в Альпийско-Средиземноморском поясе (Паннонский, Закавказский), в Урало-Монгольском (эпикаледонский массив Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня), в мезозоидах Северо-Востока СССР (Колымский, Омолонский, Охотский, Анадырский (?)). Кроме того, срединные массивы предполагаются под многими наложенными впадинами: под Ферганской, Таджикской, Минусинскими и другими. Отложения на срединных массивах довольно резко отличаются от осадков обрамлявших их геосинклинальных прогибов своей маломощностью и относительно слабой дислоцированностью. Как правило, во время складчатости и орогенеза в обрамляющих срединный массив геосинклинальных прогибах сам он испытывал лишь некоторое растяжение и раздробление, сопровождаемое опусканием, возникновением межгорных впадин (Закавказские, Зырянская на Колымском массиве и другие). Некоторые массивы, наоборот, испытывали поднятие. Для срединных массивов характерен магматизм как в интрузивной, так и эффузивной формах, причем вулканизм обычно средний и кислые, иногда основные с повышенной щелочностью. Мощность земной коры в пределах срединных массивов различна (20—50 км), причем в одних случаях резко преобладает гранитно-метаморфический слой земной коры, а в других — базальтовый, что находит отражение и в типе вулканизма. На срединных массивах обычно отмечается высокий тепловой поток, с которым, возможно, связана повышенная магматическая активность.

### Стабильные области земной коры — платформы

Важнейшим структурным элементом земной коры являются платформы — консолидированные ее участки, обладающие по сравнению с геосинклиналями слабой подвижностью, малой контрастностью вертикальных движений и малым их градиентом. Как мы смогли убедиться на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ, двухъярусное строение — их наиболее характерная черта. Нижний ярус представлен сильно дислоцированными и метаморфизованными геосинклинальными отложениями, прорванными разнообразными по составу и возрасту интрузиями. Он образует фундамент платформ. Верхний ярус, или чехол, платформы — полого залегающий покров преимущественно осадочных отложений, но в ряде случаев и вулканогенных (трапповая формация). Платформы имеют дорифейский фундамент, т. е. они эписреднепротерозойские (эпикарельские).

Введенное в геологическую литературу в середине прошлого века Э. Зюссом понятие «платформа» в дальнейшем было широко использовано русскими и советскими геологами, создавшими учение о платформах. Особенно важные работы в этом направлении принадлежат А. П. Карпинскому, А. Д. Архангельскому, Н. С. Шатскому и многим другим. Именно территория Восточно-Европейской платформы явилась типом платформ (кратонов), важной особенностью которых является резкое несоответствие структурного плана чехла по отношению к структурам фундамента, вследствие чего поверхность фундамента выражена весьма отчетливо и представляет собой главнейшую структурную поверхность несогласия. Платформы обладают прямолинейными, угловатыми очертаниями, обусловленными протяженными системами глубинных разломов — краевых швов. На ранней стадии развития платформ, когда их фундамент консолидирован еще недостаточно, они подвергаются некоторому растяжению, в связи с чем на щитах образуются грабены или грабенообразные линейные впадины, заполняемые континентальными породами и базальтовыми эффузивами (траппы). Такие явления имели место в рифейское время на Восточно-Европейской и отчасти на Сибирской платформах. Отложения, связанные с этим этапом, как мы видели, отличаются по своему характеру и по условиям залегания как от типично платформенного чехла, так и от фундамента, на котором они залегают резко несогласно. В связи с этим в чехле платформ выделяются два комплекса: нижний и верхний.

Преобладающим распространением в чехле пользуются осадочные отложения, занимающие, в отличие от геосинклинальных, огромные пространства и характеризующиеся относительно небольшой мощностью каждого стратиграфического горизонта, малым градиентом мощностей и устойчивостью фаций. Для платформ типичны карбонатные формации (ордовик, низы силура Восточно-Европейской платформы), морские терригенные (кембрий, нижний мел Восточно-Европейской платформы), красно- и пестроцветные гипсоносные лагунные формации (верхи ордовика — силура Сибирской, низы перми Восточно-Европейской платформ), континентальные терригенные угленосные (средний карбон — пермь, юра — нижний мел Сибирской платформ) и другие. При общей относительно небольшой мощности отложений чехла (несколько километров) в некоторых глубоких, длительно развивавшихся впадинах они могут превышать 8—10 и даже 20 км (Вилюйская и Прикаспийская синеклизы). В некоторых случаях мощность платформенного чехла оказывается соизмеримой с мощностями геосинклинальных отложений, накопившихся, правда, за меньший интервал времени. Для платформ довольно типично сохранение знака движений в течение длительного времени, например, нескольких периодов (Тунгусская, Печорская, Московская, Прикаспийская и другие синеклизы).

Платформы характеризуются специфическим магматизмом, по масштабу иногда не уступающему и даже превосходящему магматизм геосинклиналей (Сибирская платформа). Наиболее характерна для платформ трапповая формация, широко распространенная на разных стратиграфических уровнях Восточно-Европейской и, особенно, Сибирской платформ. Наиболее типичным представителем трапповой формации являются платобазальты (толентовые базальты) и их туфы и туфобрекчии. Широко развиты интрузивные образования в виде силлов. Для платформ типичны также щелочно-ультраосновная, щелочно-базальтовая и кимберлитовая формации. Представители первых двух часто образуют многофазные сложные кольцевые комплексы, формирование которых сопровождается и вулканической деятельностью (на-

пример, Ловозерские и Хибинские кольцевые массивы на Балтийском щите, кольцевые комплексы Алданского щита и другие). Кимберлитовые алмазоносные трубки широко представлены на Сибирской платформе, но встречаются и на Восточно-Европейской.

Несмотря на очень пологое плащеобразное залегание платформенного чехла, он все же подвергается деформациям, но совсем иного характера, чем в геосинклиналях. Складки на платформах развиты прерывисто, они не заполняют всего пространства. Они чаще всего обусловлены подвижками отдельных блоков фундамента, играющих роль своеобразных «штампов» по отношению к породам чехла. Колебательные движения на платформах происходят очень медленно, одновременно с осадконакоплением, поэтому платформенная складчатость, как правило, носит конседиментационный характер. Однако в некоторых, главным образом краевых районах, на платформах проявляется и более интенсивная складчатость, особенно если присутствуют соленосные толщи (Прикаспийская синеклиза, Ангаро-Ленский прогиб).

Последнее, что хотелось бы отметить, это слабую связь структур чехла и фундамента платформ, т. е. незначительную степень унаследованности. Пожалуй, только для ранних этапов развития платформ (рифей) можно предполагать заложение авлакогенов в зонах карелид, а не архейской складчатости. С момента образования синеклиз частичная унаследованность структур совсем исчезает. Важно еще раз подчеркнуть определенную взаимосвязь платформ и окружающих ее геосинклиналей, выражающуюся в том, что платформы реагируют на процессы, происходящие в геосинклиналях, но часто с некоторым запазданием. Так, эпохи складчатости вызывают поднятие платформ и регрессию моря. Усиленное прогибание геосинклиналей отражается на платформах погружениями и трансгрессией моря, как правило, в районах, прилегающих к геосинклиналям. В какой-то степени и вулканизм на платформах может «индуцироваться» извне, но в основном он связан с моментами усиленной тектонической активности платформ, временем перестройки структурного плана.

Эпипалеозойские плиты, образовавшиеся в пределах Урало-Монгольского и Альпийско-Средиземноморского поясов (Скифская, Туранская, Западно-Сибирская), обрамляют эпикарельские платформы, как бы наращивая их или заполняя промежутки между ними. Молодым плитам свойственна значительно меньшая длительность существования (с начала мезозоя) по сравнению с плитами кратонов (с начала венда или рифея), более слабая степень консолидации, что выражается в большей их мобильности, размахе и скорости тектонических движений. В чехле молодых плит отсутствуют следы крупных структурных перестроек и отрицательные элементы (впадины) явно преобладают над положительными.

Фундамент молодых плит гетерогенный и складывается блоками добайкальской (?) (на Западно-Сибирской плите), байкальской, Каледонской и герцинской консолидации. Сплошной чехол на них, как правило, начинает формироваться только с ранней юры. Но в конце позднего палеозоя и в триасе на еще не очень стабильном фундаменте формировались глубокие прогибы и грабены, заполнявшиеся наземными основными вулканитами и угленосными толщами (Западно-Сибирская плита), континентальными красноцветными отложениями с вулканитами (Скифская и Туранская плиты) или даже мощными флишондными терригенными толщами пород, напоминающими геосинклинальные, интенсивно смятыми в складки (Скифская и Туранская плиты). Проявление вулканизма и наличие грабенов свидетельствуют о процес-

сах тектонического растяжения. В этом отношении эпипалеозойские плиты близки к платформам, которые в рифее также переживали подобный, но гораздо более длительный процесс (формирование авлакогенов). Часть из этих структур на молодых плитах развивалась явно унаследованно по отношению к структурам фундамента, а часть наложена. Явление унаследованности в чехле эпипалеозойских плит выражено намного ярче, чем на платформах.

Комплекс отложений, залегающий на складчатом фундаменте молодых плит и под типичным чехлом, как мы видели, вызывает споры о его тектонической позиции. В некоторых случаях его трудно отличить от орогенного комплекса, связанного с заключительными этапами формирования фундамента. Если этот комплекс отложений и включать в чехол, то, несомненно, обособляя от «нормального» чехла, подчеркивая его переходный характер.

Типичный чехол молодых плит складывается преимущественно терригенными породами, образовавшимися в значительной степени за счет размыва местных поднятий. В пределах Скифской и южной части Туранской плит формирование чехла было тесно связано с развитием альпийских геосинклиналей в Альпийско-Средиземноморском поясе. Необходимо отметить приуроченность к молодым плитам крупнейших месторождений нефти и газа.

#### Соотношение платформ и складчатых областей

Взаимоотношение платформ и складчатых эпигеосинклинальных областей осуществляется по-разному. Наиболее характерной структурой является краевой прогиб, возникающий в орогенный этап развития геосинклиналей перед фронтом растущего горно-складчатого сооружения и как бы их компенсирующего. Было показано, что краевые прогибы обладают асимметричной формой и в них выделяются внутренние и внешние зоны. Чаще всего внутренняя зона располагается на эпигеосинклинальном складчатом основании, а внешняя — на платформенном (Предкарпатский, Предкавказский, Предверхоанский прогибы). По мере разрастания горного сооружения краевой прогиб отсвешивается в сторону платформы и «накатывается» на нее. Отложения внутренней зоны прогиба при этом вовлекаются в поднятие и могут подвергаться складчатости. Краевые прогибы заполняются преимущественно обломочными породами, накапливающимися в континентальных условиях и образовавшимися за счет разрушения гор. Когда горы еще невысокие, на ранних стадиях орогенного этапа, материал, поступающий в краевые прогибы, в том числе и с платформ, характеризуется сравнительной тонкостью. Затем темп поднятий усиливается и материал становится более грубым. Им, как правило, сложены верхние горизонты разрезов отложений краевых прогибов. Мощность моласс во внутренних зонах может достигать несколько и даже превышать 10 км. Вкрест простирания краевых прогибов отложения испытывают резкие фациальные изменения и в сторону платформы быстро уменьшаются в мощности. Для краевых прогибов характерен промежуточный тип складчатости с узкими, гребневидными антиклиналями и широкими плоскими синклиналями. Ввиду частого присутствия в прогибах соленосных толщ распространены и формы специфической соляной тектоники. Краевые прогибы лучше выражены на территории СССР в пределах Альпийско-Средиземноморского пояса, а также в

мезозоидах и герцинидах. В каледонских сооружениях краевые прогибы неизвестны.

Во многих случаях под краевыми прогибами оказываются погруженные зоны крупных глубинных разломов — краевые швы, служившие в свое время границей между платформой и развивающейся геосинклиналью и хорошо фиксируемые геофизически. В ряде случаев место сочленения внутренней и внешней зон краевого прогиба располагается над таким швом. Иногда краевой шов сам по себе служит границей платформы и складчатой области, без краевого прогиба. Например, Балтийский щит отделяется от норвежских каледонид глубинным разломом, по которому каледониды надвинуты на докембрийские толщии щита. Глубинный разлом (краевой шов) разделяет Сибирскую платформу и байкалidy Восточных Саян. Краевые швы функционировали очень длительное время, поэтому они и построены весьма сложно. В конечном счете основной структурой сочленения платформ и складчатых областей являются сложно построенные и длительно развивающиеся зоны глубинных разломов — краевых швов, дробящие окраинные участки платформ и сохраняющие свою мобильность даже после отмирания смежных геосинклиналей.

### Области орогенной активизации

Как можно было убедиться при анализе разновозрастных складчатых областей, многие из них в неогеновое и четвертичное время испытали поднятие, своеобразную активизацию. По существу, все области мезозойской складчатости, значительная часть герцинид, каледонид и байкалidy подверглись в позднем кайнозое тектоническому воздыманию, проявившемуся с различной интенсивностью. Однако наиболее грандиозный пояс такого орогенеза, наложенного на совершенно разные по возрасту структуры, охватывает Центральную Азию и попадает в пределы СССР от Тянь-Шаня на западе до Забайкалья и Станового хребта на востоке. Если на Тянь-Шане такой «взрыв» дифференцированного воздымания начался в позднем олигоцене, после периода длительного тектонического покоя, то южное складчатое обрамление Сибирской платформы (области байкалidy и ранних каледонид) подвергалось активизации в мезозое несколько раз (в триасе, юре и мелу). Правда, и в пределах Тянь-Шаня, главным образом Южного, усиление подвижек было также в ранней юре и в раннем мелу. В результате позднекайнозойского орогенеза на огромных пространствах сформировался горный расчлененный рельеф с наложенными межгорными впадинами, выполненными грубыми континентальными молассами. Обстановка в этих районах в неоген-четвертичное время оказалась тождественной обстановке орогенного этапа в эпигеосинклинальных складчатых областях. Следует подчеркнуть, что новейшая орогенная активизация совпадает по времени с орогенным этапом развития в Альпийско-Средиземноморском и внутренних зонах Тихоокеанского поясов. Однако более определенная причинная связь между этими явлениями пока не ясна. В то же время несомненно, что тектоническая и магматическая активизация складчатых областей южного обрамления Сибирской платформы, а также и ее самой (Алданский щит) в мезозое была связана с процессами, происходившими в Монголо-Охотской мезозойской геосинклинальной области. Активизация тектонических движений в неоген-четвертичное время сопровождалась не только горообразованием, но также и формированием рифтов (Байкальская зона) и основным вулканизмом. В активизированных областях земная кора характери-

зуется повышенной мощностью (до 65 км на Тянь-Шане), т. е. этим процессом охватывается не только кора, но и верхняя мантия.

### Особенности строения земной коры в пределах СССР

Рассмотренная выше в очень краткой форме геофизическая характеристика разновозрастных складчатых и платформенных регионов в пределах СССР позволяет в общих чертах суммировать сведения о глубинном строении земной коры. По данным Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, И. С. Вольвовского, И. П. Косминской, В. Б. Соллогуба, Н. И. Халевина и многих других геофизиков и геологов, средняя мощность земной коры в континентальной части СССР примерно равняется 40 км. Такая же цифра характеризует и среднюю мощность коры Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Однако колебания мощности земной коры достигают 30—40 км (от 30 до 70 км). Максимальной мощностью коры обладают зоны неоген-четвертичной орогенной активизации на Тянь-Шане и Памире (до 65—70 км). Байкальские, каледонские и герцинские складчатые сооружения имеют мощность коры в среднем больше, чем на платформах (45 км), но колебания мощности значительные и распределены неравномерно. Мезозойды, наоборот, характеризуются пониженной мощностью коры (в среднем 35 км), в то время как в альпийских (кайнозойских) горно-складчатых сооружениях колебания мощности коры весьма велики (от 16 до 65 км).

На Восточно-Европейской и Сибирской платформах в целом наблюдается некоторое увеличение мощности коры в южном направлении, по мере приближения к молодым складчатым или активизированным областям. Соотношение между гранитным и базальтовым слоями различное, но второй слой практически всегда мощнее первого и достигает иногда 25—32 км. В отдельных местах платформ гранитный слой уменьшается до 6—10 км, например в районе Печенгского синклиория на Балтийском щите, в некоторых районах Украинского щита и т. п. Базальтовый слой резко сокращается на платформах под крупными авлакогенами (под Днепровско-Донецким до 12—13 км), в глубоких впадинах (в Прикаспийской до 5—7 км). Как правило, все глубинные поверхности разделов на платформах обладают очень пологими формами, осложняясь лишь в краевых зонах. В глубинной структуре платформ фиксируется много разломов, смещения по которым поверхностей К и М незначительны.

Эпипалеозойские плиты (Западно-Сибирская, Туранская и Скифская), в среднем обладая примерно такой же мощностью коры, как и на платформах, характеризуются гораздо более резко выраженными глубинными структурами, амплитудами смещения поверхностей К и М, линейными формами этих структур и колебаниями мощностей гранитного и базальтового слоев.

В пределах Урало-Монгольского пояса земная кора обладает резко отличным стилем строения в пределах участков, где складчатый комплекс выведен на поверхность. В этом отношении особенно показательна гигантская территория, охваченная орогенной активизацией в позднем кайнозое и протягивающаяся от западных отрогов Южного Тянь-Шаня до областей мезозойид на Дальнем Востоке. Весь этот регион характеризуется по сравнению с окружающими районами повышенной мощностью земной коры, практическим отсутствием осадочного чехла (за исключением ряда глубоких впадин, типа Ферганской), примерно одинаковой мощностью гранитного и базальтового слоев, но все же

первый из них в целом несколько мощнее несмотря на частные случаи отклонения от этой зависимости. В пределах Средней Азии наблюдается обширный прогиб поверхности М, величина которого в общем виде прямо связана с высотой горного рельефа. Но есть и противоположные случаи, все в той же Ферганской впадине, где поверхность М погружается в ее центральной части.

В глубинной структуре Урало-Монгольского пояса отчетливо выражены зоны крупных разломов, разделяющих главнейшие тектониче-

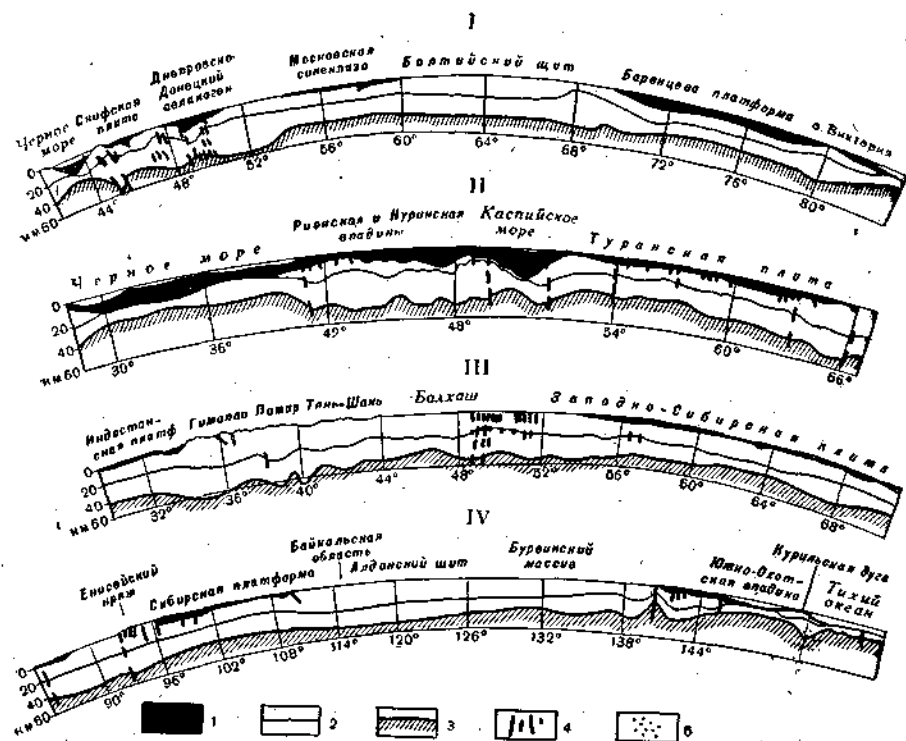


Рис. 142. Геолого-геофизические разрезы земной коры по линиям Черное море — Баренцево море (I), Черное море — Тянь-Шань (II), Памир — Карское море (III), Западная Сибирь — Курильские острова (IV) (по Н. А. Беляевскому). Горизонтальный масштаб 1:5 000 000; вертикальный 1:1 000 000. 1 — осадочный покров глубоких впадин, в том числе морских и океанических; 2 — поверхность Конрада; 3 — поверхность Мохоровичича; 4 — разломы; 5 — гипоцентры землетрясений

ские элементы и проникающих в верхнюю мантию. На Тянь-Шане и Памире эти зоны обладают высокой сейсмичностью. По характеру строения земной коры несколько особняком стоит Урал, глубинная структура которого сложна, характеризуется сильной раздробленностью, а базальтовый слой явно преобладает в мощности над гранитным. Альпийско-Средиземноморский и Тихоокеанский поясы (области кайнозойской складчатости) обладают как чертами сходства, так и различия в строении земной коры. Общими чертами является значительная изменчивость мощности коры, энергичная ее раздробленность, широкое развитие глубинных разломов, смещающих поверхность К и М на несколько километров, присутствие участков, где нет гранитного

слоя, явное преобладание в мощности базальтового слоя над гранитным.

Однако в пределах областей альпийской складчатости юга СССР в целом земная кора намного мощнее, чем во внутренних зонах Тихоокеанского пояса, и достигает на Кавказе 60 км, а, кроме того, прогибам поверхности М соответствуют максимальные высоты горного рельефа. Наиболее глубокие «корни гор» в альпийских сооружениях тяготеют к их внешним зонам. Отсутствие гранитного и редукция базальтового слоев в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах компенсируются мощнейшей толщей (до 20 км) слабоконсолидированных осадков, а краевые зоны этих впадин обладают повышенной сейсмичностью. Глубинные структуры в Альпийско-Средиземноморском поясе выражены весьма отчетливо.

В пределах Тихоокеанского пояса наблюдается переход от океанической коры к континентальной, и это обстоятельство накладывает отпечаток на характер глубинного строения данного региона. Особенно сложно построена переходная зона, начиная от внутреннего борта глубоководного Курило-Камчатского желоба, в которой наблюдаются участки без гранитного слоя (Южно-Охотская и Японская котловины), участки с маломощным гранитным слоем — Охотский массив), районы с сокращенной мощностью коры (Курильская островная дуга) и т. д. Однако нигде мощность земной коры не достигает таких величин, как в областях альпийской складчатости юга СССР. Рельеф поверхности М очень сложен и по отношению к другим поверхностям раздела в земной коре ведет себя по-разному. Следует подчеркнуть, что зона перехода от океана к континенту в этом районе приурочена к областям кайнозойской и современной тектонической активности, где развиты мощные и протяженные глубинные разломы и их системы.

Другой характер смены континентальной коры на океаническую мы имеем в пределах северных районов СССР, где с Северным Ледовитым океаном граничат области разновозрастной складчатости и где этот переход осуществляется постепенно в полосе континентального склона широкого шельфа. В этой зоне до 300 км шириной уменьшаются в мощности осадочный и гранитный слои. Последний совсем исчезает, а базальтовый редуцирует, и общая мощность коры не превышает 15 км. Таким образом, этот тип перехода гораздо более спокойный и плавный. Отмеченные особенности глубинного строения территории СССР можно видеть на рис. 142.

В заключение следует подчеркнуть, что слоисто-блоковая структура характеризует не только земную кору, но также и верхнюю мантию, по крайней мере до глубин 100 км ниже поверхности М, что сейчас установлено практически для всех районов территории СССР.

#### СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

##### Учебные пособия по региональной геологии СССР

- Кузнецов С. С. Геология СССР. М., «Высшая школа», 1968.  
 Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР, тт. 1 и 2. М., «Недра», 1975.  
 Смирнова М. Н. Основы геологии СССР, изд. 2-е. М., «Высшая школа», 1971.  
 Эйноор О. Л. Основы геологии СССР. Киев, т. 1, 1960; т. 2, 1961.

**Основные геологические и тектонические карты.  
Объяснительные записки к ним**

- Геологическая карта СССР м-ба 1:2 500 000, изд. ГУГК, 1965.  
Геологическая карта СССР м-ба 1:5 000 000, изд. ГУГК, 1966.  
Геологическая карта Европы (учебная) м-ба 1:10 000 000, изд. ГУГК, 1973.  
Тектоническая карта СССР м-ба 1:10 000 000, изд. ГУГК, 1961.  
Международная тектоническая карта Европы и смежных областей м-ба 1:2 500 000, под ред. Н. С. Шатского, А. А. Богданова и др. ГУГК, 1962.  
Тектоника Европы. (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1:2 500 000). М., «Наука», 1964.  
Тектоническая карта Европы и смежных областей м-ба 1:10 000 000. НРКЧ ГУГК, 1976.  
Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли м-ба 1:10 000 000 (под ред. Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева), изд. ГУГК, 1970.  
Тектоническая карта Евразии м-ба 1:5 000 000, изд. ГУГК, 1965.  
Объяснительная записка к тектонической карте Евразии (под ред. А. Л. Яншина), изд. ГУГК, 1967.

**Дополнительная литература  
Восточно-Европейская платформа**

- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. «Сов. геология», 1964, № 9.  
Запольнов А. К. Тектоника Большеземельской тундры. Л., «Наука», 1971.  
Муратов М. В., Микунев М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. «Изв. вузов», геол. и разв., 1962, № 11.  
Структура фундамента платформенных областей. (Объяснительная записка к тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1:5 000 000). Л., «Наука», 1974.

**Сибирская платформа**

- Геология Сибирской платформы. Под ред. И. И. Краснова, М. М. Лурье, В. Л. Масайтиса. М., «Недра», 1966.  
Минералогия Сибирской платформы. Под ред. П. М. Татарникова и Ю. Г. Старицкого. М., «Недра», 1970.  
Масайтис В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.  
Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972.  
Тектоника Сибирской платформы. «Тектоника Сибири», т. 3. М., «Наука», 1970.

**Урало-Монгольский пояс**

- Байкальский рифт. М., «Наука», 1968.  
Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 40, № 5, 6.  
Бондарев В. И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система. В кн.: «Тектоника Европы». М., «Наука», 1964.  
Вольвовский И. С. и др. Тектоника Туранской плиты. «Тр. ГИН», вып. 165. М., «Наука», 1966.  
Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. «Тр. ГИН», 1972, вып. 226.  
Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным). «Тр. СНИИГТ и МС», 1971, вып. 76.  
Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.  
Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды Юго-Востока Сибири. М., «Наука», 1968.  
Милитеева А. И. Об эффузивных траппах Тюменского района. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 1.  
Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. «Тр. ГИН», вып. 268. М., «Наука», 1975.  
Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.

- Перфильев А. С., Херасков Н. П. Урал. В кн.: «Тектоника Европы». М., «Наука», 1964.  
Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса (тр. совещ.). М., «Наука», 1974.

**Альпийско-Средиземноморский пояс**

- Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд-во ЛГУ, 1971.  
Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Наука», 1973.  
Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.  
Муратов М. В. Геология Крымского полуострова. В кн.: «Руководство по учебной геологической практике в Крыму», т. 2. М., «Недра», 1973.  
Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., «Наука», 1968.

**Тихоокеанский пояс**

- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. «Тр. ГИН», вып. 289. М., «Наука», 1975.  
Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.  
Красный Л. И. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.  
Меланхолия Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. «Тр. ГИН», 1973, вып. 244.  
Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозойд Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.  
Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Тр. ГИН», 1972, вып. 234.  
Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. «Тектоника Сибири», т. IV. М., «Наука», 1970.  
Тильман С. М. и др. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1:2 500 000). Магадан, 1969.  
Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1973.

**Заключительный раздел**

- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.  
Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1963, № 3.  
Богданов А. А. Тектоническая история СССР и сопредельных стран. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, № 1.  
Богданов А. А. Тектонические эпохи. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, т. XLIV, вып. 5.  
Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.  
Леонов Г. П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей. В кн.: «Строение и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.  
Леонов Г. П. Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1974, № 3.  
Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквенного магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1968.  
Пейве А. В. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3.  
Хаин В. Е. Общая геотектоника, изд. 2-е. М., «Недра», 1973.  
Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн.: «Тектоника и формации». М., «Наука», 1967.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<b>Раздел первый. Вводный</b>	<b>5</b>
Глава 1. Задачи и значение «Краткого курса региональной геологии СССР»	5
Глава 2. Краткий обзор истории регионального геологического и геофизического изучения СССР	5
Глава 3. Строение земной коры	6
Глава 4. Периодизация геологической истории	12
Глава 5. Тектоническое районирование СССР	17
<b>Раздел второй. Региональная геология СССР</b>	<b>18</b>
Области докембрийской складчатости	26
Глава 6. Восточно-Европейская платформа	26
Глава 7. Сибирская платформа	26
Глава 8. Урало-Монгольский пояс	82
Области байкальской и палеозойской складчатости	123
Уральская герцинская складчатая область	125
Пайхойско-Новоземельская герцинская складчатая область	125
Предуральский краевой прогиб	137
Области каледонской и герцинской складчатости Казахского нагорья и Тянь-Шаня	138
Каледониды Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня	147
Казахстанский краевой вулканический пояс	148
Герциниды Казахского нагорья	156
Герциниды Южного Тянь-Шаня	159
Туранская эпипалеозойская плита	167
Области байкальской складчатости	181
Каледонские и герцинские складчатые области Алтае-Саянской горной страны	195
Таймыро-Североземельская складчатая область	206
Западно-Сибирская эпипалеозойская плита	227
Глава 9. Альпийско-Средиземноморский пояс	231
Области герцинской складчатости	245
Скифская эпипалеозойская плита	247
Области альпийской складчатости	247
Складчатая область Кавказа	259
Складчатая область Горного Крыма	259
Складчатая область Восточных Карпат	280
Складчатая область Копетдага	290
Складчатая область Памира	301
Глава 10. Тихоокеанский пояс	306
Области мезозойской складчатости	314
Верхояно-Чукотская область	316
Охотско-Чукотский вулканический пояс	316
Монголо-Охотская область	328
Сихотэ-Алинская область	331
Области кайнозойской складчатости	339
Анадыро-Корякская область	345
Олюторско-Камчатско-Курильская область	345
Сахалинская область	349
	359

<b>Раздел третий. Заключительный</b>	<b>370</b>
Черты сходства и различия разновозрастных складчатых областей в пределах СССР	370
Строение и эволюция основных структурных элементов земной коры на примере территории СССР	379
Особенности строения земной коры в пределах СССР	393
Список рекомендуемой литературы, геологических и тектонических карт	395

НИКОЛАЙ ВЛАДИМИРОВИЧ  
КОРОНОВСКИЙ

**КРАТКИЙ КУРС  
РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СССР**

Тематический план 1976 г. № 168

Редактор *С. А. Останина*  
Переплет художника *В. С. Казакевича*  
Художественный редактор *М. Ф. Евстафьева*  
Технический редактор *Н. А. Лебедева*  
Корректоры *В. П. Кададинская, М. И. Эльмус*

Сдано в набор 24/XII 1975 г.	Подписано к печати 23/VII 1976 г.	Л-54731	Формат 70×108/16
Бумага тип. № 3	Физ. печ. л. 25,0	Усл. печ. л. 35,0	Уч.-изд. л. 34,88
Изд. № 2818	Заказ 359	Тираж 7460 экз.	Цена 1 р. 36 к.

*Издательство Московского университета. Москва, К-9, ул. Герцена, 517.  
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы*