

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

---

# ГЕОЛОГИЯ СССР

---

ЧАСТЬ  
3



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА



**Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ**

# **ГЕОЛОГИЯ СССР**

**Ч А С Т Ь 3**

**СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ И  
ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЕ  
ПОЯСА. ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

**Допущено Государственным комитетом СССР  
по народному образованию  
в качестве учебника для студентов  
геологических специальностей вузов**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1991**

ББК 26.3

М 60

УДК 55(1):075.8:(47+57)

Рецензенты:

кафедра региональной геологии и палеонтологии МГРИ;  
член-корреспондент АН СССР *Л.И. Красный*

**Милановский Е.Е.**

**М 60 Геология СССР. Ч.3: Учебник. — М.: Изд-во МГУ, 1991. — 272 с.: ил. ISBN 5-211-01608-8.**

Учебник (ч.1 — 1987 г., ч.2 — 1989 г.) отражает современные представления о геологическом строении и развитии областей Средиземноморского пояса, входящих в пределы СССР, Верхояно-Чукотской складчатой области и северо-западной части Тихоокеанского пояса, а также дна внутренних и окраинных морей Северного Ледовитого и Тихого океанов, прилегающих к берегам Советского Союза. Рассматриваются основные этапы и закономерности геологического развития территории СССР и современное состояние ее изученности, намечаются задачи дальнейших региональных геологических исследований.

Для студентов геологических специальностей вузов.

М  $\frac{1804010000(4309000000) - 117}{077(02) - 91} 122 - 91$

ББК 26.3

Учебное издание

**МИЛАНОВСКИЙ Евгений Евгеньевич**

**ГЕОЛОГИЯ СССР, часть 3**

Зав. редакцией **И. И. Щехура**

Редактор **Н. В. Баринова**

Художественный редактор **Ю. М. Добрынская**

Переплет художника **В. Б. Гордона**

Технический редактор **Г. Д. Колоскова**

Корректоры **М. И. Эльмус, Н. В. Иванова**

ИБ № 4222

Сдано в набор 15.03.91

Подписано в печать 25.11.91

Формат 70 × 100  $\frac{1}{16}$  Бумага тип. №2

Гарнитура Таймс. Офсетная печать

Усл. печ. л. 22,1 Уч.-изд. л. 23,07

Тираж 2000 экз. Заказ 54. Изд. № 1528

Цена 5 р. 80 к.

Ордена "Знак почета" издательство Московского университета.

103009, Москва, ул. Герасова, 3/7.

Типография ордена "Знак почета" издательства МГУ.

119899, Москва, Ленинские горы

ISBN 5-211-01608-8

© Издательство Московского университета, 1991

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ**

Юго-западная окраина территории Советского Союза лежит в пределах Средиземноморского, или Средиземноморско-Индонезийского, подвижного пояса. Наиболее важные обобщающие работы по его геологии принадлежат М.В.Муратову и В.Е.Хаину. Этот пояс простирается на 15 тыс. км от Западной Европы на северо-западе, где смыкается на юге Британских островов с Северо-Атлантическим поясом, до Индонезии на юго-востоке, где он соединяется с Тихоокеанским поясом. Средиземноморский пояс состоит из трех главных поперечных отрезков: западного — собственно Средиземноморского, среднего — Памиро-Гималайского и юго-восточного — Индонезийского. Западный и средний его отрезки, как и Урало-Монгольский пояс, в основном занимают межконтинентальное или внутриконтинентальное положение: Средиземноморский отрезок разделяет Восточно-Европейскую и Африкано-Аравийскую платформы с прилегающими метаплатформенными областями (в пределах Средней Азии он непосредственно граничит с Урало-Монгольским поясом), а Памиро-Гималайский — западную часть Китайской платформы и Индостанскую платформу. Юго-восточный (Индонезийский) отрезок, напротив, в основном имеет окраинно-континентальный характер, отделяя южную часть Китайской платформы и прилегающую к ней Индокитайскую метаплатформенную область от северо-восточной части Индийского океана, и лишь на самом востоке обрамляется с юга Австралийской древней платформой. Ширина пояса в разных его сечениях варьирует от нескольких сотен до 1–2 тыс. км.

Подобно Урало-Монгольскому, Средиземноморский пояс был заложен в основном в позднем протерозое, и его развитие протекало более 1 млрд лет, в течение нескольких геотектонических “циклов”, начинавшихся с частичной деструкции ранее существовавшей континентальной коры и регенерации геосинклинального режима на всей или значительной части территории пояса и заканчивавшихся более или менее значительной и устойчивой консолидацией. Но, в отличие от Урало-Монгольского пояса, геосинклинальный процесс еще продолжается на ряде обширных участков Средиземноморского пояса. В его эволюции распознаются позднепротерозойский (байкальский), палеозойский (герцинский) и мезокайнозойский (альпийский) “циклы” геосинклинального развития, последний из которых в восточной его части распадается на самостоятельные мезозойский (киммерийский) и кайнозойский “циклы”.

В строении западного, собственно Средиземноморского, отрезка пояса различаются две основные продольные зоны: северная, где геосинклинальное развитие завершилось не позднее конца палеозоя (а местами, возможно, даже до палеозоя), и южная, где оно продолжалось (или возобновилось после длительного перерыва) в мезозое и кайнозое и которая ныне находится на завершающем, протоорогенном этапе альпийского геосинклинального “цикла” (рис.1). Северная зона состоит из ряда выступов байкальского и герцинского складча-



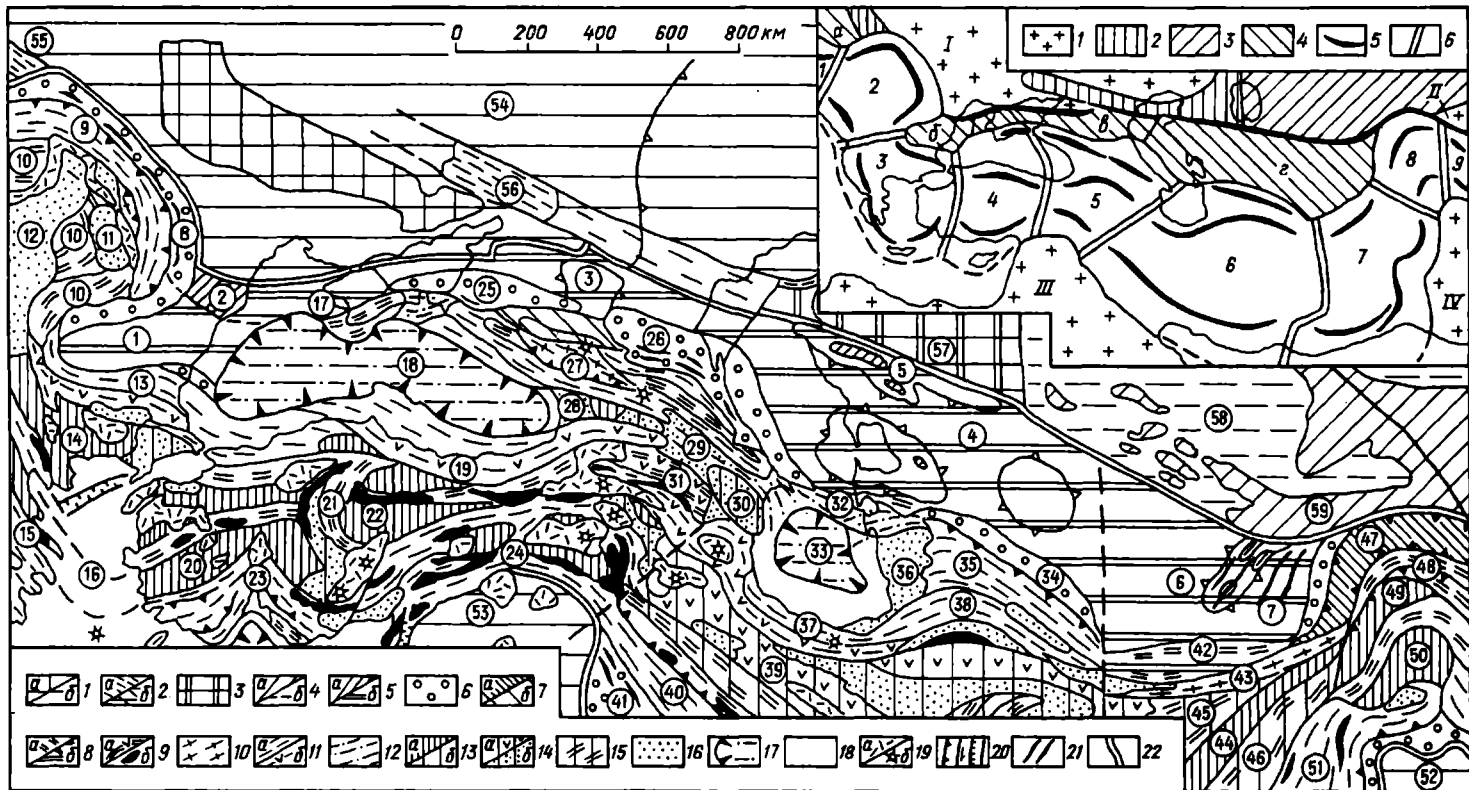


Рис. 1. Схема тектонического строения средней части Средиземноморского подвижного пояса.

1 - древние платформы: а - щиты, б - плиты; 2-3 - метаплатформенные области: 2 - авлакогесинклинальные палеозойские складчатые зоны на поверхности (а) и под чехлом (б); 3 - метаплатформенные массивы с плитным чехлом; 4 - Урало-Монгольский подвижный пояс: выступы палеозойского складчатого фундамента (а) и мезокайнозойский плитный чехол (б); 5-22 - Средиземноморский подвижный пояс: 5 - северная периферическая зона с доальпийским фундаментом: а - выступы докембрийского, палеозойского и раннемезозойского фундамента, б - плитный чехол; 6 - альпийские краевые прогибы; 7 - краевые массивы: а - выступы

домезозойского основания, *б* - мезокайнозойский чехол; *8* - позднекимерийские складчатые сооружения на поверхности (*а*) и под мел-кайнозойским чехлом (*б*); *9* - позднекимерийские эвгеосинклинальные зоны (*а*) и мезозойские офиолитовые комплексы (*б*); *10* - выступы домезозойского основания в альпийских складчатых сооружениях; *11* - альпийские складчатые сооружения (*а*) и эвгеосинклинальные зоны в них (*б*); *12* - позднекайнозойские поперечные и переклинные прогибы; *13* - срединные массивы: *а* - выступы домезозойского основания, *б* - мезокайнозойский чехол; *14* - участки срединных массивов, покрытые палеогеновыми вулканами (*а*) и неоген-четвертичными молассами (*б*); *15* - участки срединных массивов, переработанные позднемезозойской складчатостью; *16* - позднекайнозойские внутренние (межгорные) впадины; *17* - внутренние части глубоководных впадин с корой субокеанического типа; *18* - их периферические зоны и формирующиеся глубоководные впадины, наложенные на складчатые зоны и срединные массивы; *19* - районы наземного позднекайнозойского вулканизма (*а*) и некоторые крупнейшие вулканы (*б*); *20* - крупные альпийские разломы типа надвигов и покровов, сдвигов, сбросов и без разделения; *21* - кайнозойские складки в чехольных и молассовых комплексах; *22* - граница Средиземноморского пояса.

На врезке - схема районирования Средиземноморского пояса: *1* - древние платформы (I - Восточно-Европейская, II - Китайская; III - Африкано-Аравийская, IV - Индостанская); *2* - метаплатформенные области; *3* - Урало-Монгольский подвижный пояс; *4* - области с домезозойским фундаментом в Северной зоне Средиземноморского пояса (*а* - Западно-Европейская, *б* - Мезийская, *в* - Скифская, *г* - Южно-Туранская); *5* - области альпийской складчатости в южной зоне пояса и главные ветви складчатых сооружений; *6* - границы сегментов в этой зоне. Сегменты: *1* - Альпийский, *2* - Карпато-Динарский, *3* - Эгейский (Балкано-Эллинский), *4* - Черноморско-Анатолийский, *5* - Кавказский, *6* - Туркмено-Иранский, *7* - Афгано-Пакистанский, *8* - Памиро-Кашмирский, *9* - Гималайско-Тибетский.

Цифрами на основном рисунке обозначены: *1* - Мезийская плита; *2* - зона Добруджи; *3* - Скифская плита; *4* - Южно-Туранская плита; *5* - Мангышлакская зона; *6* - поднятие Кугитанг; *7* - Южно-Таджикская впадина; *8* - Предкарпатский краевой прогиб; *9* - внешняя мегазона Карпат; *10* - внутренняя мегазона Карпат; *11* - Трансильванская впадина; *12* - Паннонская впадина; *13* - складчатое сооружение Балкан; *14* - Родопский массив; *15* - складчатое сооружение Эллинид; *16* - Эгейская впадина; *17* - складчатое сооружение Горного Крыма; *18* - Черноморская впадина; *19* - складчатое сооружение Понтид; *20* - Мендересский массив; *21* - Анкарская зона; *22* - Киршехирский массив; *23* - складчато-покровное сооружение Западного Тавра; *24* - то же, Восточного Тавра; *25* - Индоло-Кубанский краевой прогиб; *26* - Терско-Каспийский краевой прогиб; *27* - складчатое сооружение Большого Кавказа; *28* - Рионская впадина; *29* - Среднекурильская впадина; *30* - Нижнекурильская впадина; *31* - складчатое сооружение Малого Кавказа; *32* - Апшероно-Прибалханская зона поперечного погружения; *33* - Южно-Каспийская впадина; *34* - Предкопетдагский краевой прогиб; *35* - складчатое сооружение Копетдага; *36* - Западно-Туркменская впадина; *37* - складчатое сооружение Эльбурса; *38* - складчатое сооружение Аладага-Биналуда; *39* - Иранский срединный массив; *40* - складчатое сооружение Загроса; *41* - Месопотамский краевой прогиб; *42* - зона Банди-Туркестана; *43* - поднятие Гиндукуша; *44* - Шахристанская зона Афганского массива; *45* - Фарахрудская зона; *46* - Аргандагская зона; *47* - мегазона Северного Памира; *48* - мегазона Южного Памира; *49* - массив юго-западного Памира—Нуристана; *50* - Хиндураджский массив; *51* - складчатое сооружение Сулейман-Киртара; *52* - Индостанская платформа; *53* - Аравийский блок Африкано-Аравийской платформы; *54* - Восточно-Европейская платформа; *55* - Датско-Польская авлакогеосинклинальная складчатая зона; *56* - Донецко-Промысловская авлакогеосинклинальная складчатая зона; *57* - Северо-Устюртский метаплатформенный массив; *58* - Северо-Туранская плита; *59* - поднятие Южного Тянь-Шаня

того фундамента (парасписов), а также молодых плит и параплаксов, в которых палеозойское или допалеозойское основание перекрыто полого или субгоризонтально залегающим мезокайнозойским или фанерозойским плитным чехлом.

Эта зона прерывается в средней своей части, где дугообразное альпийское складчатое сооружение Карпат непосредственно граничит с Восточно-Европейской платформой, и расширяется к западу и востоку, где между ней и Средиземноморским поясом располагаются соответственно Среднеевропейская и Донецко-Североустюртская метаплатформенные области. К западу от Карпатской складчатой дуги лежит Западно-Европейская молодая плита с Бретаньским, Центральнофранцузским, Рейнским, Чешским и другими парасписами, а к юго-востоку от нее — небольшая Мезийская плита, Добруджский параспис, Скифская и Южно-Туранская плиты, почти целиком располагающиеся на территории СССР. Юго-восточная часть Южно-Туранской плиты, прилегающая к складчатым сооружениям Афганистана и Памира и выраженная поднятием Кугитанг и Южно-Таджикской впадиной, испытала в позднем кайнозое интенсивные дифференцированные вертикальные движения и складчато-надвиговые деформации.

Южная зона, т.е. альпийский Средиземноморский геосинклинальный (протоорогенный) пояс, состоит из ряда складчатых и складчато-покровных сооружений, возникших на месте альпийских геосинклинальных прогибов и выраженных в рельефе в виде горных хребтов. Во многих из них широко распространена офиолитовая ассоциация мезозойского возраста, что свидетельствует о значительном горизонтальном растяжении литосферы, вплоть до возникновения зон с корой океанического типа на определенной стадии развития геосинклинальных прогибов. В большинстве поперечных сечений пояса отчетливо различаются две продольные ветви подобных сооружений. На ряде поперечных участков пояса эти ветви сильно сближаются или смыкаются, а на других далеко расходятся, создавая пережимы и раздувы, позволяющие выделить в структуре пояса ряд сегментов. Большинство сооружений обеих ветвей в поперечном сечении резко асимметрично и характеризуется напряженной складчато-покровной структурой, причем их вергентность направлена в южной ветви к югу, а в северной — к северу, т.е. в обеих ветвях в сторону “рамы” (соседней молодой плиты, древней платформы или метаплатформенной области).

На некоторых участках альпийского Средиземноморского пояса к северу от северной ветви несколько косо отходят, постепенно затухая по простиранию, дополнительные более короткие ветви альпийских складчатых сооружений. Односторонняя вергентность в них выражена слабее, а офиолитовые комплексы отсутствуют (Пиренейская, Крымско-Кавказская ветви). Горизонтальное растяжение и последующее сжатие коры в этих зонах в альпийском “цикле” были в целом менее значительными, чем в главных ветвях, однако позднеальпийское горообразование в некоторых из них проявилось очень мощно (Большой Кавказ).

В строении Средиземноморского альпийского пояса участвуют также: выполненные позднекайнозойскими молассами краевые прогибы, которые отделяют складчатые горные сооружения от его “рамы”; разделяющие эти сооружения, сравнительно “жесткие”, в разной степени приподнятые или опущенные блоки — срединные массивы; наложенные на различные участки по-



следних и складчатых сооружений позднекайнозойские внутренние (межгорные) молассовые впадины и глубоководные впадины внутренних морей с корой субокеанического типа, которые либо возникли в конце кайнозоя, либо были унаследованы от более раннего времени.

В пределы СССР частично попадает участок Средиземноморского пояса, включающий семь его сегментов (с запада на восток): Карпато-Динарский, Эгейский (Балкано-Эллинский), Черноморско-Анатолийский, Кавказский, Туркмено-Иранский, Афгано-Пакистанский и Памиро-Кашмирский. Второй и шестой сегменты целиком лежат вне пределов СССР.

Главными тектоническими элементами Карпато-Динарского сегмента являются альпийские складчато-покровные сооружения Карпат и Динарид, разделенные обширной Паннонской внутренней впадиной. На севере этот сегмент по Предкарпатскому краевому прогибу граничит с Чешским парасписом, Датско-Польской авлакогеосинклинальной зоной, Восточно-Европейской платформой и Мезийской плитой, а на юге — с глубоко погруженной Адриатической плитой, представляющей, по-видимому, “аппендикс” Африканской платформы. На северо-западе сооружения Карпат и Динарид, смыкаясь, переходят в сооружение Альп, а на юго-востоке, после временного сближения в Южной Сербии, вновь резко расходятся в пределах Эгейского сегмента. Роль продолжения Карпат в нем играет сооружение Балкан, а продолжением Динарид служит дугообразное, выпуклое к югу сооружение Эллинид. Внутреннюю часть сегмента занимают Родопский срединный массив и лежащая к югу от него впадина Эгейского моря с гетерогенным фундаментом. На севере Эгейский сегмент граничит с Мезийской плитой, а на юге — с Восточно-Средиземноморской областью перикратонного погружения Африканской платформы, от которой южная зона Эллинид отделяется Гелленским глубоководным желобом. Четыре более восточных сегмента обрамлены с севера Скифской и Южно-Туранской плитами.

В Крымско-Анатолийском сегменте с севера на юг выделяются: киммерийское складчатое сооружение Горного Крыма, образующее западное окончание Крымско-Кавказской боковой ветви Средиземноморского пояса, Черноморская глубоководная впадина с корой субокеанического типа и лежащие на восточном продолжении Балкан и Эллинид альпийские сооружения Западного Понта и Тавра, разделенные Киршехирским массивом. В пределах Кавказского сегмента, огибающего с севера Аравийский выступ Африкано-Аравийской платформы, Средиземноморский пояс значительно сужен, что многие исследователи связывают с относительным перемещением к северу Аравийского блока в позднем кайнозое. Боковая северная ветвь пояса выражена здесь прямолинейным мегантиклинорием Большого Кавказа с примыкающими к нему с севера краевыми прогибами (Кубанским и Терско-Каспийским). Южнее располагается зона Закавказских срединных массивов с наложенными внутренними впадинами (Рионской и Куринской), к западу и востоку переходящими по простираанию соответственно в Черноморскую и Южно-Каспийскую глубоководные котловины. Южную часть сегмента слагают дугообразные, выпуклые к северу складчатые сооружения Восточного Понта — Малого Кавказа и Восточного (Армянского) Тавра.

Три ветви альпийских сооружений прослеживаются и в более восточном, Туркмено-Иранском, сегменте. Боковая северная ветвь, выраженная мегантиклинорием Копетдага, к востоку постепенно сближается со средней, Эль-

бурс—Аладаг—Биналудской, и затухает, а последняя, напротив, все более отделяется от южной — Загросской. Северную и среднюю ветви разделяют глубокая Южно—Каспийская котловина с корой субокеанического типа и лежащая на ее продолжении Западно—Туркменская внутренняя впадина. Между средней и южной ветвями располагаются срединные массивы — сильно переработанный Центральноиранский и более “жесткий” долготно вытянутый Лутский. С севера этот сегмент обрамляет Предкопетдагский, а с юга широкий, протяженный и глубокий Месопотамский краевой прогиб, отделяющий его от Аравийского блока Африкано—Аравийской платформы.

Афгано—Пакистанский сегмент отделен от Туркмено—Иранского зоной мериональных разломов, принадлежащих к системе Урало—Оманского линеймента. Этот сегмент наиболее широк на западе и суживается к востоку. Северную часть сегмента занимает киммерийское Банди—Туркестанское складчатое сооружение. Ограниченное разломами узкое субширотное поднятие Парапамиза—Гиндукуша отделяет его от расположенного южнее сильно переработанного, сужающегося и выклинивающегося к востоку Афганского срединного массива. Южную и юго—восточную части сегмента занимают Мекранская и Сулейман—Киртарская альпийские складчатые зоны с прилегающим к последней краевым прогибом. На юго—востоке этот сегмент граничит с Индостанской платформой, а на юге к нему непосредственно примыкает северо—западная часть Индийского океана.

Памиро—Кашмирский сегмент отвечает западному участку среднего — Памиро—Гималайского — отрезка Средиземноморско—Индонезийского пояса. Этот сегмент пояса сильно сужен и выражен несколькими дугообразно выпуклыми к северу складчатыми зонами, разделенными небольшими срединными массивами. На севере он граничит с палеозойскими складчатыми сооружениями Урало—Монгольского пояса, подвергшимися в конце кайнозоя интенсивному дейтероорогенезу (Тянь—Шаньская горная область), а на юге — с северным выступом Индостанской платформы; ее относительное сближение с северной “рамой” Средиземноморского пояса считается причиной сильного сжатия Памиро—Кашмирского сегмента и развития в нем системы альпийских надвигов, покровов и сдвигов. В Гималайско—Тибетском сегменте подвижный пояс сильно расширяется за счет появления в его северной части в пределах Тибета нескольких киммерийских складчатых зон и срединных массивов, а роль северной “рамы” пояса принимает на себя западная часть Китайской платформы.

## МОЛОДЫЕ ПЛИТЫ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Северную часть Средиземноморского пояса в пределах юга СССР и некоторых районов Румынии, Болгарии и Афганистана занимает зона, складчатый фундамент которой был сформирован в доюрское (местами, досреднеюрское) время в результате проявлений байкальской, герцинской и древнекиммерийской складчатостей: на ряде ее участков предполагаются массивы добайкальской консолидации. Фундамент почти повсеместно, кроме его выступов в Добрудже, на Мангышлаке и в Туаркыре, перекрыт плитным чехлом; разрез чехла в разных районах, в зависимости от возраста фундамента, начинается с палеозоя, поздней перми—триаса, юры или мела. Мощность чехла достигает

местами 10–15 км. Его нижние горизонты, как правило, более или менее сильно деформированы, в связи с чем некоторые комплексы отложений разные исследователи относят либо к фундаменту, либо к чехлу, или выделяют как особый переходный, или промежуточный, комплекс. На севере западный участок зоны граничит с Восточно-Европейской платформой, средний — с Донецко-Северостуртской метаплатформенной областью, а восточный — с Урало-Монгольским подвижным поясом (Северо-Туранской молодой плитой и Тянь-Шаньской складчатой областью). На западе и на юге к ней примыкают краевые прогибы и складчатые сооружения альпийского пояса и Черноморская глубоководная впадина.

В рельефе зона молодых плит выражена низменными равнинами, над которыми местами поднимаются холмистые возвышенности (Добруджа, Ставрополье, Туаркыр), низкие гряды (Мангышлак) и хребты (Кугитанг). Некоторые участки зоны заняты мелководьями Черного, Азовского и Каспийского морей, а также Среднекаспийской котловиной с глубинами до 800 м.

В тектоническом строении зоны с запада на восток выделяется 5 областей, первые две из которых находятся за пределами СССР. Западный ее участок занимает Мезийская плита, огибаемая с северо-запада, запада и юга альпийскими складчатыми горными сооружениями Южных Карпат и Балкан. Фундамент ее большинство исследователей считают байкальским, однако, судя по возрасту метаморфизма пород, вскрытых бурением на западном берегу Черного моря у г. Констанцы (1,7–1,85 млрд лет), возможно, что в ее внутренних областях он является добайкальским. Нижняя часть плитного чехла (от ордовика до триаса) смята в крупные пологие (обычно не более 20°) складки, верхняя (юра—кайнозой) — залегает субгоризонтально. Общая мощность чехла варьирует от 1–2 до 6–8 км. Кора Мезийской плиты имеет континентальный характер, но мощность ее сейсмического “гранитно-метаморфического слоя”, по данным ГСЗ, с запада на восток уменьшается от 10–15 до 5 км, а в лежащей далее к востоку Черноморской впадине сокращается до нуля. Это позволяет допускать, что последняя возникла на восточном погруженном продолжении Мезийской плиты.

К северо-востоку от Мезийской плиты находится довольно узкое (100–150 км) складчатое сооружение Добруджи, отделяющее ее от Восточно-Европейской платформы. В его юго-западной зоне (Центральной Добрудже) выходит на поверхность байкальский фундамент, сложенный эпизонально метаморфизованными “зелеными сланцами” рифея с возрастом метаморфизма 520–590 млн лет. Среднюю зону (Северную Добруджу) слагают существенно терригенные (с подчиненными горизонтами карбонатных пород и кислых вулканитов в верхах разреза) толщи нижнего, среднего и несогласно залегающего верхнего (?) палеозоя общей мощностью до 5 км, смятые в складки и прорванные небольшими интрузиями в герцинскую эпоху. В узкой северо-восточной части этой зоны (подзоне Тульча) палеозой несогласно перекрыт терригенно-карбонатными и вулканогенными образованиями триаса, в том числе верхнетриасовым терригенным флишем, смятым в складки перед юрой или в ранней юре (в древнекиммерийскую фазу).

Северо-восточная (Нижнедунайская) зона, частично расположенная в пределах СССР, сложена мощными слабодислоцированными осадочными толщами палеозоя и триаса, представляющими нижний комплекс чехла, выполняющий глубокий перикратонный прогиб. Они несогласно перекрыты



терригенными толщами догтера и карбонатными толщами мальма (до 1–2 км), заполняющими Молдавскую, или Придобруджинскую, впадину и маломощными мел–кайнозойскими осадками. Вопрос о возрасте фундамента Нижнедунайской зоны (байкальском или добайкальском) и соответственно о проведении границы Восточно–Европейской платформы к северу или югу от нее недостаточно ясен. На северо–западе сооружение Добруджи погружается под неогеновые молассы Предкарпатского прогиба, но его продолжение вновь выступает на поверхность в складках Польского Среднегорья, принадлежащих к Датско–Польской авлакогеосинклинальной зоне. Это позволяет считать Добруджу юго–восточным продолжением последней и рассматривать ее вместе с Мезийской плитой (метаплатформенным массивом) в качестве элементов Мезийско–Добруджинской метаплатформенной области, первоначально, возможно, представлявшей единое целое со Среднеевропейской метаплатформенной областью.

На юго–востоке сооружение Добруджи скрывается под мезокайнозойскими отложениями, выстилающими дно мелководной северо–западной части Черного моря. Они принадлежат к чехлу выделенной М.В.Муратовым в 1955 г. Скифской эпипалеозойской плиты, занимающей также равнинную часть Крыма, среднюю часть Азовского моря и равнинное Предкавказье. Западную границу Скифской плиты (с погруженным продолжением сооружения Добруджи) условно проводят по линии субмеридионального Одесского разлома, восточную (с Южно–Туранской плитой) — по линии Аграханско–Гурьевского разлома, пересекающего в северо–восточном направлении северную часть Каспия и отделяющего восточную погруженную часть Донецко–Промысловской авлакогеосинклинальной складчатой зоны от западного края Северо–Устьюртского метаплатформенного массива. По существу, Скифская и Южно–Туранская плиты представляют западную и восточную части единой Скифско–Южнотуранской плиты.

Южно–Туранская плита, занимающая почти всю восточную половину рассматриваемой зоны, отвечает южной части выделенной А.Л.Яншиным Туранской молодой плиты. Поскольку чехол последней наложен на фундамент двух подвижных поясов — Урало–Монгольского и Средиземноморского, М.В.Муратов предложил различать в ее пределах две самостоятельные плиты — Северо– и Южно–Туранскую. Южно–Туранская плита, занимающая дно средней части Каспия, Мангышлакский и Красноводский полуострова, южный Устьюрт, пустыню Каракумы и примыкающее к нему правобережье р.Амударьи, а также часть Северного Афганистана, обладает герцинским и древнекimmerийским складчатым фундаментом, выступающим на поверхность в Мангышлаке и на Туаркыре, но значительные ее участки занимают массивы с допалеозойским (байкальским и добайкальским?) основанием и фанерозойским чехлом мощностью до 10 км и более. Восточный участок Южно–Туранской плиты и рассматриваемой зоны в целом, включающий Южно–Таджикскую межгорную впадину и поднятие Байсун–Кугитанг, отличается тем, что она испытала в неоген–антропогене интенсивные глыбовые, складчатые и надвиго–покровные деформации совместно с прилегающими к ней с юго–востока зонами альпийского пояса.

## СКИФСКАЯ ПЛИТА

Территория Скифской плиты подверглась в послевоенные десятилетия детальным геологическим и геофизическим исследованиям и была покрыта густой сетью глубоких скважин. Значительный вклад в ее изучение внесли М.В.Муратов, М.С.Бурштар, А.Я.Дубинский, А.Е.Каменецкий, А.И.Летавин, А.Н.Шарданов, Н.А.Швембергер и др. Северная граница плиты трассируется по краевым разломам, отделяющим ее от южного склона Украинского щита и Ростовского погребенного выступа Восточно-Европейской платформы, а в Восточном Предкавказье — по Восточно-Маньчскому разлому, отделяющему плиту от восточной части Донецко-Промысловской авлакогеосинклинальной зоны. В настоящее время хорошо изучены разрез и структурные формы верхнемезозойских и кайнозойских отложений, но в вопросах о внутреннем строении и возрасте ее фундамента остается много неясного.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Первоначально предполагалось, что Скифская плита повсеместно обладает герцинским складчатым основанием, но по мере получения новых буровых и геофизических данных выясняется неоднородная структура ее фундамента. В южных районах, в последствии частично вошедших в состав Предкавказских краевых прогибов, предполагается существование эпибайкальских, а возможно, и добайкальских срединных массивов, метаморфические породы фундамента которых вскрыты бурением в центральной и восточной частях Равнинного Крыма (к востоку и северо-востоку от Симферополя), на северном крыле Кубанского прогиба, Минераловодском поднятии в Предкавказье и др. В более северных районах Равнинного Крыма и Предкавказья широко распространены очень слабометаморфизованные дислоцированные глинистые породы, предположительно относимые к среднему палеозою и рассматриваемые как герцинский миогеосинклинальный складчатый комплекс. Однако их среднепалеозойский возраст доказан лишь в единичных скважинах и не исключено, что часть их может быть более древней (вплоть до рифея). В ряде мест Предкавказья эти породы прорываются телами позднепалеозойских гранитоидов и кое-где несогласно (?) перекрываются серо- и красноцветными молассовыми толщами верхнего палеозоя, выполняющими небольшие межгорные впадины.

Палеозойские (и, возможно, позднепротерозойские) миогеосинклинальные образования Скифской плиты, видимо, залегают на более древнем кристаллическом фундаменте, общем с Восточно-Европейской платформой, который “просвечивает” в виде субмеридиональных магнитных аномалий, продолжающихся к югу со стороны Украинского щита. Между герцинским фундаментом и плитным чехлом в ряде районов Скифской плиты присутствует довольно мощный “промежуточный”, или “переходный”, комплекс позднепермско-раннеюрского возраста, слагающий разнотипные тектонические структуры — линейные складчатые зоны, грабены и обширные изометричные наложенные впадины.

В северной части Западного Предкавказья установлено несколько узких, наложенных на палеозойское основание древнекиммерийских, ограниченных разломами прогибов, выполненных песчано-глинистыми, частично вулкано-

генными толщами всех отделов триаса и лейаса мощностью до 2–4 км, которые были смяты в складки с углами падения от 10–20 до 40–60° и местами слабо метаморфизованы перед средней юрой (Приазовский синклиниорий и др.). Аналогичные породы имеются и в Равнинном Крыму, в частности в его северо-западной части (в районе Тарханкутского полуострова). В северо-западной части Скифской плиты, между Одесским поперечным разломом и Перекопским перешейком, вдоль границы с Восточно-Европейской платформой геофизическими исследованиями выявлен глубокий Каркинитский (Северо-Крымский) грабен, выполненный мощными предположительно верхнепермско-триасовыми и нижнеюрскими образованиями (см. рис. 14). Менее глубокие и более узкие пермотриасовые грабены запад-северо-западного простирания установлены бурением в Центральном Предкавказье вдоль северного края Скифской плиты (Манычский грабен) и в пределах Ставропольского свода. В Восточном Предкавказье верхнепермские и триасовые терригенные, карбонатные и вулканогенные толщи мощностью 1–2 км выполняют обширную впадину, осложненную частными изометричными и брахиморфными поднятиями с наклоном слоев от 10 до 40°, а также блоковыми подвижками и (рис. 2, б).

На домезозойском фундаменте или нижнемезозойском переходном комплексе залегает мезокайнозойский плитный чехол. Его разрез в Восточном и Западном Предкавказье начинается со средней юры, а на большей части плиты — с различных горизонтов терригенного мела и включает карбонатные отложения верхнего мела, терригенно-карбонатные — палеоцена-эоцена и терригенные — олигоцена, неогена и антропогена мощностью от сотен метров до 5–8 км. Их залегание характеризуется общим очень пологим наклоном и увеличением мощностей к югу, в сторону Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов, осложняемым наличием частных субизометричных и удлиненных впадин и относительных поднятий, наиболее отчетливо выраженных в структуре меловых и палеогеновых отложений. В северо-западной части Скифской плиты располагается Причерноморская впадина (синеза) глубиной до 6–8 км, осевая, Каркинитская, зона которой наследует одноименный раннемезозойский грабен. Северное крыло ее наложено на северный склон Украинского щита. Южное крыло впадины осложнено в северо-западной части Крыма Тарханкутским поднятием типа плакантиклинис состоящим из нескольких цепочек брахиантиклинальных складок в верхних отложениях. Эта зона складок продолжается и к западу от Тарханкутского полуострова Крыма, где на дне Черного моря обнаружено Голицыно-нефтегазоносное поднятие. К югу от Тарханкутской зоны в Западной Крыи располагается небольшое Евпаторийское поднятие, в котором кровля фундамента приподнята до 1 км, а еще южнее — Альминская впадина, расширяющаяся и углубляющаяся в сторону Черного моря и плавно переходящая к югу в северное моноклиальное крыло сооружения Горного Крыма.

В центре Крыма близ южного края Скифской плиты находится небольшое Симферопольское поднятие, кровля фундамента в котором почти достигает поверхности. К северо-востоку от него отходит, постепенно погружаясь, Новоцарицынское валообразное поднятие, продолжением которого в средней части Азовского моря является субширотный Азовский вал. Севернее этого поднятия располагается Сивашская впадина, отделенная от Каркинитской впадины Перекопской седловиной. На восточном продолжении Азовского вала находится Каневско-Березанская валообразная зона дислокаций с рядом локальных газо-



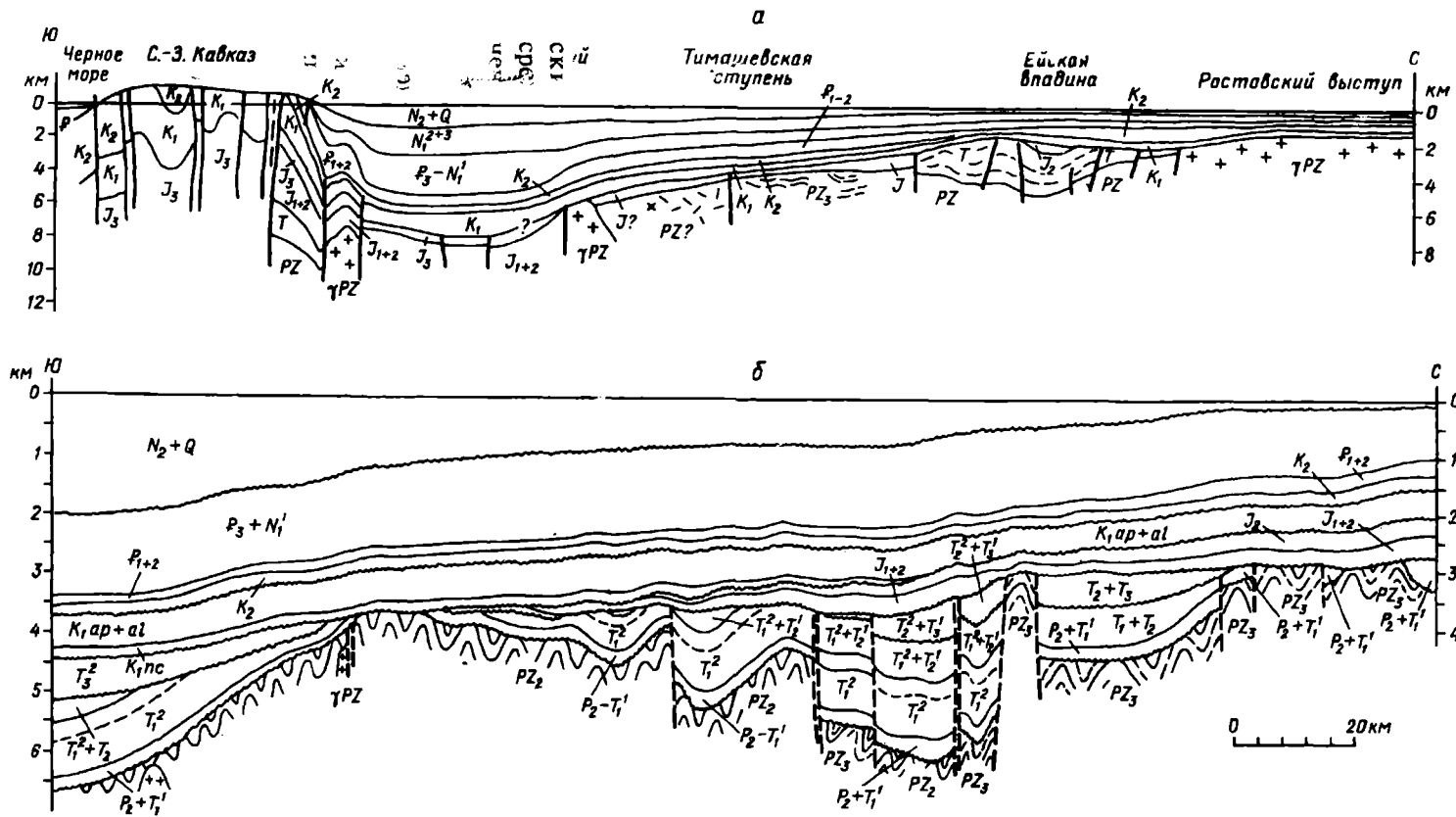


Рис. 2. Геологические разрезы Предкавказья:  
 а - Западное Предкавказье (по А.Н.Шарданову и др.); б - Восточное Предкавказье (по А.И.Летавину и др., 1975)

носных поднятий в породах мела, наследующая расположение древнекиммерийского Приазовского синклинория (рис.2,а). Эта зона, как и Азовский вал, практически не выражена в залегании олигоценовых и неогеновых отложений, обладающих в Западном Предкавказье и на дне Азовского моря общим пологим наклоном в сторону Индоло-Кубанского краевого прогиба (см.рис.20).

В Центральном Предкавказье расположен обширный ромбовидный в плане Ставропольский свод, ограниченный со всех сторон флексурами (в фундаменте — разломами) и осложненный частными изометричными и брахиморфными поднятиями. В Невинномысской зоне поднятий в юго-западной части свода фундамент лежит на глубинах 1,0–1,5 км. Между Ставропольским сводом и восточной частью Донецко-Промысловской зоны породы мела и кайнозоя образуют узкую Манычскую впадину, наследующую раннемезозойский грабен. Восточное Предкавказье в структуре меловых отложений представляет обширную впадину, в основном наследующую раннемезозойскую депрессию. Она осложнена Прикумской зоной поднятий с рядом брахиморфных нефтеносных структур в породах средней юры и нижнего мела, которая примыкает с востока к северо-восточному краю Ставропольского свода. Эти структуры скрыты под кайнозойским комплексом, подошва которого полого погружается от Промысловской зоны к югу, в сторону Терско-Каспийского прогиба.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Древнейшие из вскрытых бурением в южной части Скифской плиты образований ее фундамента представлены первично-терригенными, реже карбонатными и вулканогенными метаморфизованными в зеленосланцевой фации породами, относимыми, судя по возрасту их метаморфизма, к верхнему протерозою. На северном краю плиты, к югу от Ростовского погребенного выступа Украинского щита, на кристаллических породах архея—нижнего протерозоя несогласно залегает среднепалеозойский комплекс, распространенный в Центральном, Западном Предкавказье и, возможно, в Равнинном Крыму. Наиболее характерны для него филлиты и глинистые сланцы, но встречаются также алевролиты, песчаники, кремнистые и углистые сланцы, изредка доломиты, мраморизованные известняки, туфопесчаники, туфы, диабазы, андезитовые, дацитовые порфириды и кварцевые порфиры. Их стратиграфическая последовательность неясна. Мощность комплекса условно может быть оценена в несколько километров, а среднепалеозойский возраст пока что доказан лишь определениями раннекаменноугольных фораминифер из прослоев известняка в ядрах двух скважин в Западном Предкавказье, а также немногочисленными находками остатков спор и пыльцы девона и карбона в Предкавказье и Крыму.

В отдельных впадинах и узких грабенах Предкавказья присутствуют толщи красноцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, местами с прослоями кислых вулканитов и туфов мощностью до 1 км предположительно пермского возраста.

В разрезе “переходного комплекса” Западного Предкавказья выделяются красноцветная песчано-конгломератовая толща верхней перми, известняково-доломитовая толща верхней перми — нижнего триаса, аргиллито-песчаниковая толща нижнего-среднего триаса (свыше 1,5 км), алевролито-аргиллитовая толща верхнего триаса (1–1,5 км) и толща кислых и средних эффузивов с прослоями глинистых пород верхнего триаса — лейаса (до

1 км). Общая мощность комплекса до 4–5 км. В Восточном Предкавказье “переходный комплекс” включает красно- и сероцветную конгломерато-песчаниковую толщу верхней перми — нижнего триаса (до 0,5–0,7 км), доломито-известняковую толщу с рифовыми массивами нижнего триаса (до 0,8 км), карбонатно-терригенную толщу нижнего-среднего триаса (до 0,5 км) и несогласно перекрывающую ее терригенно-вулканогенную толщу с лавами и туфами кислого и среднего, реже основного состава верхнего триаса (до 1 км). Общая мощность достигает 3 км.

В Восточном Предкавказье на разных горизонтах палеозоя и триаса залегают песчано-алеврито-глинистые паралические и мелководно-морские отложения верхов нижней-средней юры (до 0,5–1 км). В южных частях Восточного и западного Предкавказья присутствует карбонатный комплекс мальма-валланжина с пачками сульфатов и линзами каменной соли в кимеридж-титонской части разреза (до 0,5–1 км). На большей части Предкавказья и Равнинного Крыма он отсутствует, и на различные образования палеозоя и мезозоя трансгрессивно, разными своими горизонтами — от готерива до альба — налегает нижнемеловой песчано-алеврито-глинистый комплекс мощностью от сотен метров до 1 км, а в северной части Крыма — до 2–2,5 км. Позднее всего мало-мощными отложениями верхов нижнего мела был перекрыт район Ставропольского поднятия. Терригенный материал нижнемеловых отложений поступал с севера, с Восточно-Европейской платформы.

В Северном Крыму, в зоне активизировавшегося Каркинитского грабена, в альбе происходили извержения андезитовых лав и пирокластолитов. Выше на всей территории Скифской плиты залегают известняково-мергельные отложения верхнего мела. Мощность их обычно колеблется от 0,5 до 1 км, но в осевой зоне Причерноморской впадины достигает 2–2,5 км. Верхнемеловые отложения согласно перекрываются глинисто-мергельной фораминиферовой серией палеоцен-эоценового возраста. В северо-западном Предкавказье в палеоцене значительную роль играют песчано-алевритовые отложения, материал которых сносился с севера. Наибольшей мощности палеоцен и эоцен достигают в северо-западной части Черного моря (до 1–2 км), в Западном и Центральном Предкавказье (до 0,5–0,8 км). В Равнинном Крыму она составляет 0,2–0,5 км, а в Восточном Предкавказье — лишь 0,1–0,2 км.

Олигоцен и нижний миоцен повсеместно выражены майкопской серией -глинистой толщей с прослоями алевролитов и песчаников, накапливавшейся в обширном внутриконтинентальном бассейне Паратетис. Сейсмические исследования МОГТ показали широкое развитие в разрезах майкопской серии клиноформ с общим наклоном к югу, свидетельствующих о поступлении терригенного материала с севера и постепенном, с севера на юг, заполнении им относительно глубоководной депрессии, образовавшейся в начале майкопского века. Мощность серии в целом увеличивается к югу, составляя 0,5–1 км, а в Восточном Предкавказье — до 1,5–2 км.

Выше залегают относительно мелководные отложения среднего и верхнего миоцена, представленные песками, ракушечными и биогермными (мшанковыми) известняками, алевролитами, глинами и мергелями. Верхние горизонты миоцена на Ставропольском своде, вовлеченном в позднем миоцене в воздымание, отсутствуют, но имеются в Маньчском прогибе. Связь между Черноморской и Каспийской частями Паратетиса через этот прогиб прервалась лишь в конце миоцена (в понтическом веке). Раннему плиоцену — времени сильной



регрессии и резкого падения уровня изолированного Каспийского моря — в Восточном Предкавказье отвечают перерыв и выработка расчлененного эрозионного рельефа, перекрытого в позднем плиоцене трансгрессивно застилающими песчано-глинистыми осадками акчагыльского яруса и вышедшими слоями эоплейстоцена (апшеронский ярус) и плейстоцена. В Равнинном Крыму присутствуют лишь континентальные, а на дне северо-западной части Черного моря, Азовского моря и в Западном Предкавказье — континентально-бассейновые осадки плиоцена и антропогена. В момент максимума акчагыльской трансгрессии в пределы Западного Предкавказья и Азовского моря проникали воды Каспия (таманский горизонт). Общая мощность среднего-верхнего миоцена, плиоцена и антропогена варьирует от нескольких метров до 1 км и более в Восточном Предкавказье.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Важнейшими полезными ископаемыми на Скифской плите являются нефть и газ. Основные месторождения нефти сосредоточены в Прикумской зоне Восточного Предкавказья (Озек-Суат, Величаевское и др.), где они приурочены к среднеюрским и нижнемеловым отложениям. Месторождения газа, связанные преимущественно с верхнемеловыми отложениями, имеются в Тарханкутской зоне (с ее западным продолжением в Черном море) и других районах Равнинного Крыма и в Ейско-Березанской зоне Западного Предкавказья, а в палеоцен-эоценовых и майкопских отложениях — в Равнинном Крыму и северной части Ставропольского свода. Миоценовые известняки-ракушечники в Равнинном Крыму и Ставрополье используются как строительный камень. Из осадков озер Западного Крыма близ Евпатории добывают лечебные грязи, соли брома, а в Сивашской лагуне — каменную соль. В отложениях чехла Западного и Восточного Предкавказья сосредоточены крупные ресурсы артезианских подземных вод.

#### ЮЖНО-ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Южно-Туранская плита отличается от Скифской большей шириной, наличием двух выступов дочехольных комплексов, большей мощностью чехла, достигающей в ее восточной части 10–15 км, и большим его стратиграфическим объемом. В его состав повсеместно входят юра, мел и кайнозой, а в ряде районов — также пермь и триас и, возможно, средний и нижний (?) палеозой, что связано с весьма значительной ролью, которую играют в структуре фундамента плиты древние консолидированные массивы. Важное значение в изучении Южно-Туранской плиты имели исследования Н.И. Андрусова, Н.П. Луппова, А.Л. Яншина, Г.И. Амурского, Р.Г. Гарецкого, В.А. Голубовского, А.Г. Кирюхина, В.С. Князева, Н.А. Крылова, А.И. Летавина, В.И. Попкова, В.Н. Сомова, А.Е. Шлезингера, геофизиков И.С. Вольвовского, Н.Я. Кунина, В.И. Шрайбмана и др.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В строении фундамента Южно-Туранской плиты по его редким выходам на поверхность, данным бурения и геофизических исследований выделяются сравнительно узкие палеозойские (герцинские) и раннемезозойские (древне-

иммерийские) складчатые зоны и разделяющие их древние, допалеозойские (?) срединные массивы (рис.3). Для некоторых районов тектоническая природа фундамента недостаточно ясна и интерпретируется неоднозначно. Погребенная Центральноустюртская герцинская складчатая зона запад-северо-западного простирания, ограниченная с севера Северо-Устюртским метаплатформенным массивом, сложена по данным бурения, сильнодислоцированными, слабометаморфизованными терригенными и карбонатными толщами нижнего-среднего палеозоя. Эта зона частично наследуется древнеиммерийской Мангышлакской складчатой зоной. Вторая герцинская складчатая зона — Туаркырская, сложенная пироксенитами, габброидами, основными вулканитами и кремнисто-терригенными толщами среднего палеозоя, частично обнажена и вскрыта бурением к востоку от зал. Кара-Богаз-Гол. Она имеет северо-западное простирание, к северу от этого залива сменяющееся на запад-северо-западное. Эта зона была частично унаследована раннемезозойским Туаркырским прогибом.

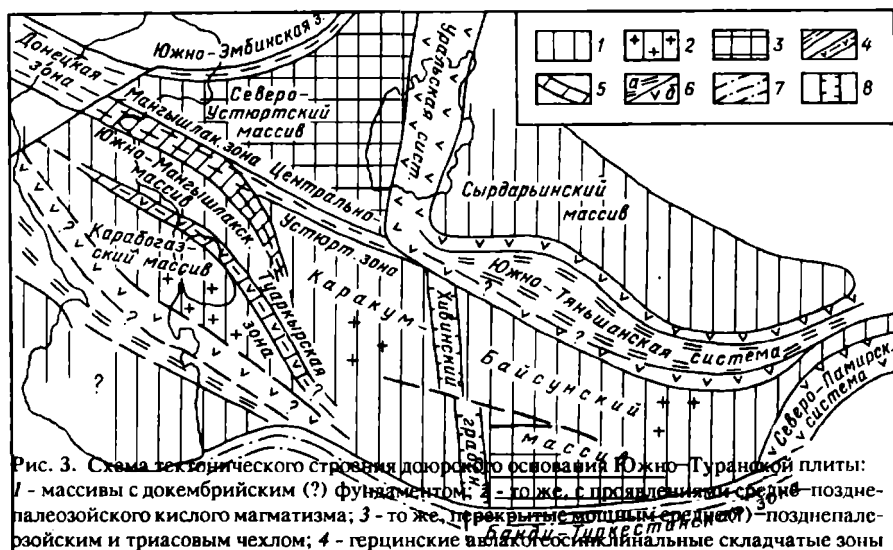


Рис. 3. Схема тектонического строения доюрского основания Южно-Туранической плиты: 1 - массивы с докембрийским (?) фундаментом; 2 - то же, с проявлением средне-палеозойского кислого магматизма; 3 - то же, перекрытые дощичными средне-палеозойским и триасовым чехлом; 4 - герцинские авлакогеосинклинальные складчатые зоны с разрезами мио- и эвгеосинклинального типов; 5 - древнеиммерийские авлакогеосинклинальные складчатые зоны, частично наложенные на герцинские; 6 - герцинские складчатые системы: а - миогеосинклинальные зоны, б - эвгеосинклинальные зоны; 7 - древнеиммерийские складчатые зоны; 8 - пермско-триасовые грабены

Мангышлакская складчатая зона, слагающая гряду Каратау на п-ове Мангышлак, образовалась на месте ограниченного продольными разломами относительно узкого (60–100 км) и глубокого прогиба длиной до 750 км, в основном наследующего положение Центральноустюртской герцинской складчатой зоны<sup>1</sup> и вместе с тем лежащего на восточном продолжении Южнодонецко-Ма-

<sup>1</sup> Согласно В.И. Попкову, погребенное продолжение Мангышлакской зоны уходит на юго-восток под углом к Центральноустюртской герцинской зоне в пределы Южного Устюрта.

нычского шва. Эта зона сложена мощным комплексом пермских и триасовых континентальных терригенных и морских терригенно-карбонатных отложений, смятых в конце триаса, в древнекиммерийскую фазу в систему умеренно сжатых линейных складок, осложненных крутыми надвигами и сдвигами. К северу и к югу от Мангышлакской зоны мощность пермтриасового комплекса резко сокращается, а складчатые деформации затухают. Этот комплекс в Мангышлакской зоне перекрывался плитным юрско-палеогеновым чехлом, который был смыт в связи с ее пологим валообразным поднятием в неогене. Подобный характер структуры и истории развития дает основание считать Мангышлакскую зону авлакогеосинклинальной зоной, служащей восточным продолжением Припятско-Днепровского авлакогена и Донецко-Промысловской авлакогеосинклинальной зоны, вместе с которыми она принадлежит к системе структур Донецко-Мангышлакского или Сарматско-Туранского (по Р.Г.Гарецкому) линеамента.

В аналогичной, но менее развитой Туаркырской древнекиммерийской авлакогеосинклинальной зоне длиной до 500 км, шириной 50–100 км на герцинском основании несогласно залегает пермтриасовый красноцветный комплекс, также смятый в складки в конце триаса и повторно деформированный перед средним миоценом и перед акчагылом. На крайнем юго-востоке Южно-Туранской плиты, в Бадхызе, под юрско-кайнозойским плитным чехлом бурением вскрыто западное окончание сложной триасом субширотной древнекиммерийской Банди-Туркестанской складчатой зоны, большая часть которой находится в Северном Афганистане.

Между этими складчатыми зонами размещены относительно жесткие блоки — срединные массивы с несомненно или предположительно байкальским или добайкальским метаморфическим основанием, занимающие, по представлениям разных исследователей, от 50–60 до 80% площади плиты. В западной ее части к югу от Мангышлакской складчатой зоны выделяются небольшой глубоко погруженный Южно-Мангышлакский (Южно-Устьюртский) массив и отделенный от него северной частью Туаркырской складчатой зоны Карабогазский, неглубоко залегающий метаморфический фундамент которого подвергался в среднем палеозое внедрению гранитоидов и был частично перекрыт кислыми вулканитами. На западе он уходит в пределы Среднего Каспия. В восточной части Южно-Туранской плиты намечается обширный Каракумский массив, сильно метаморфизованный раннедокембрийский фундамент которого обнажается на восточном краю плиты в Кугитанг-Байсунском антиклинории. На северо-западе этот массив, возможно, смыкается с Южно-Мангышлакским. В восточной части массива фундамент очень глубоко погружен, а в западной (в Центральных Каракумах) относительно приподнят и кое-где достигнут бурением, данные которого свидетельствуют о проявлениях средне-позднепалеозойского гранитообразования и кислого вулканизма. Некоторые исследователи предполагают самостоятельность Центральнокаракумского и Байсунского (Афгано-Таджикского) массивов, разделенных гипотетической Амударьинской складчатой зоной юго-юго-восточного простирания, лежащей на продолжении Уральской складчатой системы.

В строении чехла Южно-Туранской плиты различаются три структурных этажа — существенно деформированный осадочно-вулканогенный средне(?)-верхнепалеозойский (до верхнепермский), слабдеформированный осадочный, местами вулканогенно-осадочный верхнепермско-триасовый и почти не де-

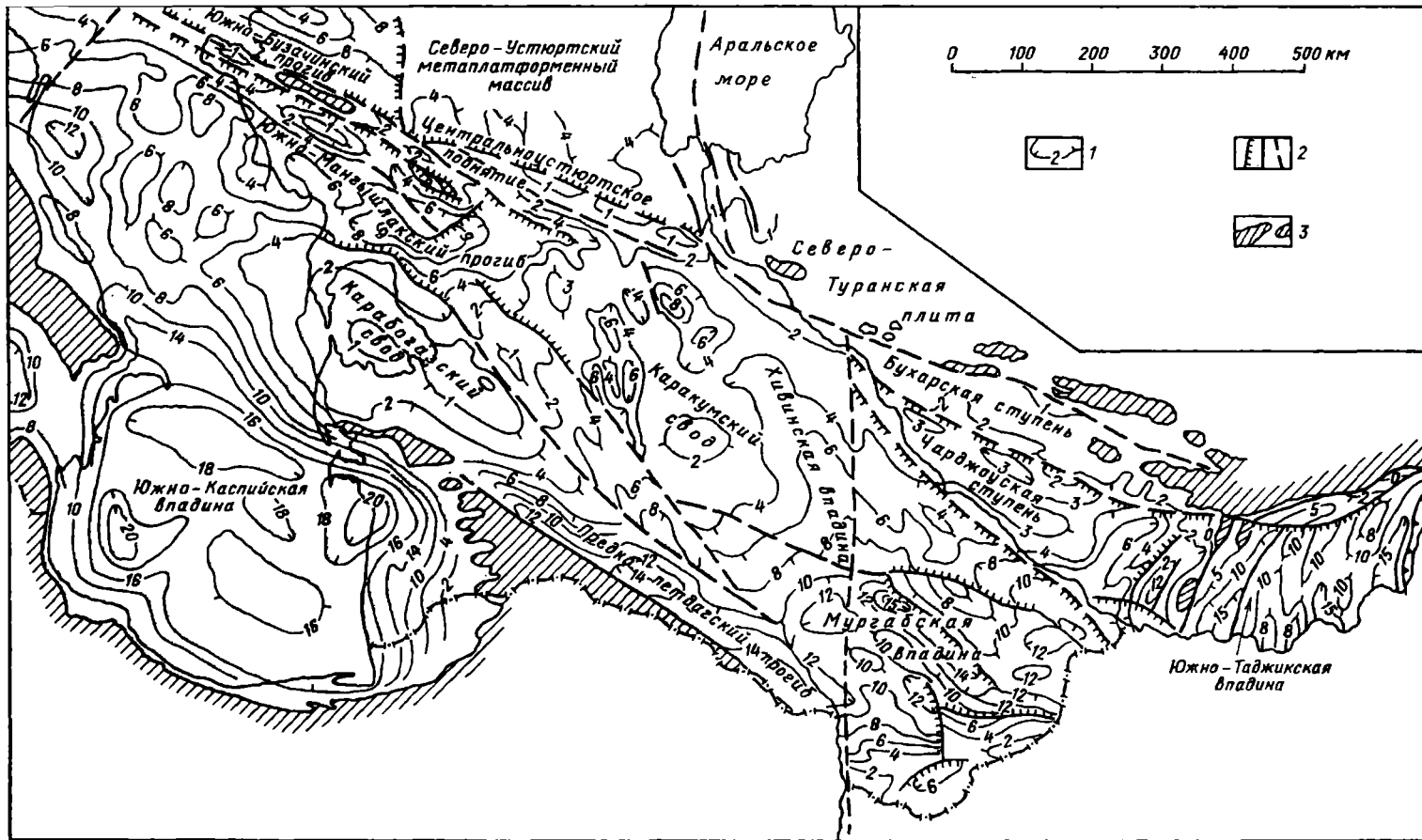


Рис. 4. Структурная схема подошвы верхнепалеозойско-мезокайнозойского чехла Южно-Туранской плиты и подошвы осадочной толщи для Среднего и Южного Каспия (по картам, составленным под ред. В.В.Семеновича и др. и И.С.Грамберга):

1 - стратоизогипсы подошвы чехольных комплексов; 2 - разломы с показом относительного вертикального смещения, без разделения и погребенные; 3 - выступы разновозрастного складчатого основания

формированный (кроме Мангышлакской и Туаркырской зон) осадочный юрско-кайнозойский. Нижние два этажа, присутствующие на погруженных участках древних массивов, часто именуется “квазиplateформенным чехлом”, верхний этаж образует плитный чехол. Наличие доверхнепермского этажа мощностью до нескольких километров установлено бурением на Южно-Мангышлакском (Южно-Устьюртском) массиве, на отдельных участках Карабогазского, в западной части Каракумского и предполагается в его глубоко погруженной восточной части (Мургабской впадине); он присутствует также на Северо-Устьюртском метаplateформенном массиве. В смежных с массивами герцинских складчатых зонах развиты сильнодеформированные метаморфизованные среднепалеозойские комплексы миогеосинклинального (Центральный Устьюрт) и эвгеосинклинального (Туаркыр) типов. Шире распространен и в ряде мест вскрыт скважинами пермотриасовый квазиplateформенный чехол мощностью до 2–3 км, переходящий в Мангышлакской и Туаркырской древнекimmerийских складчатых зонах в значительно более мощный и деформированный комплекс авлакогеосинклинального типа. Верхний, плитный, этаж (юра—кайнозой) распространен почти повсеместно, включая относительно приподнятые участки массивов (Карабогазский, западная часть Каракумского) и древнекimmerийские складчатые зоны, где он был лишь частично размыт в связи с неогеновыми поднятиями.

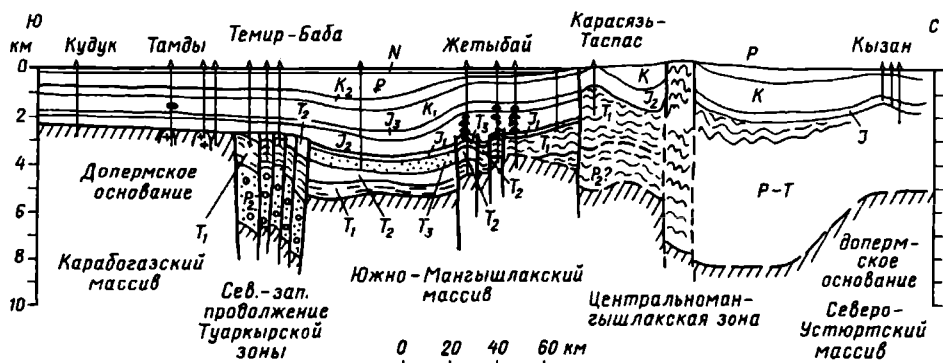


Рис. 5. Геологический разрез через западную часть Южно-Туранской плиты от п-ова Бузачи на севере до западного побережья зал. Кара-Богаз-Гол (составлен по материалам В.И.Попкова). Черным показаны залежи нефти

В современной структуре чехла Южно-Туранской плиты в ее западной части с севера на юг выделяются Мангышлакский плакантиклинорий, Южно-Мангышлакский прогиб глубиной до 6–9 км, Туаркырский плакантиклинорий и пологий Карабогазский свод (рис.4,5). В его восточной части (Красноводский полуостров и зал. Кара-Богаз-Гол) мощность чехла не превышает 1–2 км, но западнее, в Среднекаспийской впадине, вовлеченной в плиоцене-антропогене в некомпенсированное опускание и превратившейся в крыло Терско-Каспийского предгорного прогиба, — возрастает до 4–6 км.

Среднюю часть плиты образует округлый Центральнокаракумский свод, в центре которого фундамент лежит выше -2 км и погружается во все стороны до -4 – -6 км и глубже. В апикальной части свода диаметром около 50 км чехол,

кроме верхних его горизонтов, разбит густой сеткой сбросов и несколько опущен относительно бортов этой округлой структуры. Наиболее вероятно предположение П.П.Иванчука о ее возникновении в результате вламывания снизу под напором артезианских вод и газов, находившихся под аномально высокими пластовыми давлениями. К востоку от Центральнокаракумского свода проходит субмеридиональная зона разломов в фундаменте, являющаяся звеном в трансконтинентальной системе нарушений так называемого Урало—Оманского линеймента. Пермьтриасовый комплекс в ней достигает 4–6 км и, по-видимому, выполняет глубокий Хивинский грабен. В юго-восточной части плиты расположена обширная субизометричная Восточно—Туркменская (Мургабская) впадина (синеклиза), где фундамент опущен до 8–15 км. Спокойное залегание плитного комплекса чехла осложнено в ней несколькими узкими гребневидными антиклинальными зонами (Репетекская и др.) с диапировыми ядрами из верхнеюрской соли, контролируемые разломами в фундаменте. Над этими зонами в раннем плиоцене были выработаны глубокие эрозионные ложбины, заполненные ингрессивно залегающим ачкагылом.

К северо-востоку от Мургабской впадины, в правобережье Амударьи, в пределах Бухаро—Хивинской ступенчатой зоны фундамент начинает подниматься по нескольким сбросовым уступам, выраженным в чехле флексурами, а мощность и полнота разреза чехла уменьшаются (рис.6). К локальным поднятиям в чехле Бухаро—Хивинской зоны приурочен ряд газовых месторождений (Газли и др.).

Глубинное строение плиты по данным ГСЗ характеризуется мощностью коры в западной ее части от 30 до 40 км, а в восточной — до 50 км и прямыми соотношениями между рельефом фундамента и поверхностью М: она относительно приподнята под Карабогазским и Каракумским сводами (соответственно до -30 и -35 км) и наиболее погружена под Восточно—Туркменской впадиной.

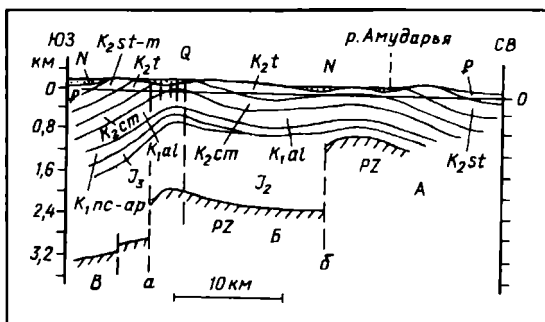


Рис. 6. Геологический разрез через Бухаро—Хивинскую ступенчатую зону в северо-восточной части Южно—Туранской плиты (по М.Б.Гохбергу, Е.А.Рогожину и др., 1988).

Ступени: А - Бухарская, Б - Чарджуоская, В - Багдажинская. Разломы: а - Амударьинский, б - Бухаро—Мешеклинский

## СТРАТИГРАФИЯ

Докембрийские образования, слагающие фундамент древних массивов Южно—Туранской плиты, обнажаются лишь у восточного края Каракумского массива, в Байсун—Кугитангском антиклинории, где они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами (свыше 4 км) с интрузиями палеозойских гранитов. В восточной части Южно—Мангышлакского массива бурением вскрыты амфиболовые сланцы, подвергшиеся диафторезу, абсолютный возраст последнего метаморфизма которых (585 млн лет) отвечает



венду. На Карабогазском массиве известны предположительно докембрийские плагиогнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, прорываемые среднепалеозойскими (450–300 млн лет) гранитами и местами перекрываемые позднепалеозойскими вулканитами кислого и среднего состава.

В западной части Каракумского массива (Каракумском своде) вскрыты предположительно среднепалеозойские углисто-хлорито-кремнистые сланцы, фельзит-порфиры, андезитовые порфириты и их туфы, возможно представляющие слабометаморфизованный осадочно-вулканогенный чехол. Они прорываются среднепалеозойскими (425–300 млн лет) гранитоидами и перекрываются позднепалеозойскими (275–200 млн лет) кислыми вулканитами, с которыми связаны мелкие тела гранит-порфиров. На Южно-Мангышлакском массиве на сильнодеформированных метатерригенных породах фундамента, прорванных среднепалеозойскими гранитоидами, несогласно залегают сероцветные терригенные толщи гравелитов, песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов среднего-верхнего карбона и, может быть, низов перми (до 1 км и более). В восточной части Каракумского массива, судя по разрезам Байсун-Кугитантского антиклинория, докембрийский фундамент может перекрываться толщами девонских известняков, терригенно-карбонатными и кислыми вулканогенными толщами карбона мощностью до нескольких километров и прорываться телами палеозойских гранитов. Таким образом, в пределах массивов в среднем и начале позднего палеозоя происходило становление гранитоидов и накапливались среднепалеозойские терригенные и карбонатные (слабометаморфизованные) и верхнепалеозойские терригенные отложения, а также преимущественно кислые вулканогенные толщии.

В разделяющих массивы герцинских прогибах происходило накопление среднепалеозойских геосинклинальных формаций. В Центрально-устьюртской зоне вскрыты предположительно силурийские кварц-хлорит-серицитовые сланцы, песчаники и конгломераты, несогласно перекрытые мраморизованными известняками и доломитами среднего-верхнего девона. В Туаркырской зоне частично обнажены и вскрыты бурением серпентинизированные пироксениты, габброиды, диабазы, спилиты, а также кремнисто-сланцевые и терригенные толщии с фауной девона — раннего карбона.

В обеих этих зонах метаморфизованные в зеленосланцевой фации среднепалеозойские образования несогласно перекрыты мощными комплексами пермотриасовых отложений. В Мангышлакской зоне, наследующей западную часть Центрально-устьюртской, общая мощность этого каратауского комплекса достигает 8–14(?) км. В основании его залегает сероцветная континентальная моласса верхнего карбона — нижней перми (до 2 км), присутствующая и на Южно-Мангышлакском массиве. Выше следует красноцветная песчано-глинистая с прослоями конгломератов континентальная моласса верхней перми — среднего триаса (3–5 км). Ее средняя (нижнетриасовая) часть замещается к западу пестро- и зеленоцветными морскими терригенными отложениями с прослоями известняков. Разрез завершает верхнетриасовая толща черных известняков, глинистых сланцев и песчаников с несколькими пластами кислых туфов и основных лав (до 3 км). В Туаркыре присутствуют красноцветная континентальная толща с пластами туфов и лав верхней перми — низов триаса и пестроцветная морская терригенная толща среднего триаса общей мощностью до 4,5 км.

В чехле массивов Южно-Туранской плиты, за исключением апикальных

участков Карабогазского и Центральнокаракумского сводов, распространены менее мощные (до 1–3 км) образования верхней перми — нижнего триаса, выраженные терригенными красноцветными, в нижней части терригенно-карбонатными толщами, а местами также вулканитами, тяготеющими к верхам разреза.

Собственно плитный чехол начинается с трансгрессивно залегающих на разновозрастных образованиях (от докембрия до триаса) отложениях нижней и средней (местами только средней) юры, распространенных на большей части плиты, кроме Карабогазского и Центральнокаракумского сводов. Они выражены сероцветными песчано-глинистыми угленосными лимническими толщами, в западной части плиты (Мангышлак, Туаркыр) переходящими в паралические угленосные и пестроцветные мелководно-морские. Верхняя юра начинается с сероцветных морских терригенных отложений келловея, а выше следуют терригенно-карбонатные толщи, верхняя часть которых (титонская гаурдакская свита) на юго-востоке плиты (Мургабской впадине) замещается трансгрессивно залегающей соленосной толщей с мощными пластами сульфатов и каменной соли. Общая мощность юры составляет от 0,5 до 1,2 км.

Повсеместно в пределах плиты распространены меловые и палеогеновые отложения. Нижний мел (0,5–1,5 км) представлен сероцветными песчано-алеврито-глинистыми мелководно-морскими толщами, нижняя часть которых (неоком) переходит на юго-западе в карбонатные, а на востоке — в пестроцветные континентальные фации. Верхний мел (от 0,25 до 1 км) выражен в северо-восточной части плиты сероцветными терригенными отложениями, верхи которых (сенон) замещаются к юго-западу толщами мергелей и писчего мела. Палеоцен и эоцен в западной части плиты сложены морскими глинисто-карбонатными отложениями, к востоку частично переходящими в терригенные. На крайнем юге СССР, в Бадхызе, в верхнем эоцене присутствуют покровы андезитовых и базальтовых лав, слои их туфов и туфобрекчий. Они, как и распространенные в более северных районах плиты прослои пеплов того же возраста, являются отзвуками грандиозного эоценового вулканизма в прилегающих с юга районах альпийского пояса. Олигоцен и нижний миоцен в западной части плиты выражены бассейновыми алеврито-глинистыми отложениями майкопской серии; к востоку они замещаются континентальными красноцветными терригенными толщами. Общая мощность палеогена — нижнего миоцена от 0,3 до 1 км (в Южно-Мангышлакском прогибе).

Средний миоцен в западной части плиты залегаet трансгрессивно, а на Мангышлаке и Туаркыре с угловым несогласием и представлен, как и верхний миоцен, мелководными бассейновыми терригенно-карбонатными отложениями — песками, глинами, известняками-ракушечниками, мергелями, местами гипсами мощностью в первые сотни метров; к востоку они замещаются континентальными терригенными образованиями, мощность которых в юго-восточной Туркмении достигает 1 км. Раннему плиоцену — времени регрессии и резкого падения уровня Каспия — отвечает перерыв и выработка эрозионных ложбин (глубиной от нескольких сотен до тысячи метров), палео-Амударья и ее притоков палео-Теджена, палео-Мургаба и пр. Эти долины были заполнены ингрессивно залегающими верхнеплиоценовыми песчано-глинистыми осадками акчагыльского яруса и вышележащими эоплейстоценовыми и плейстоценовыми континентальными отложениями общей мощностью до 0,5 км. Вне этих ложбин распространены маломощные континентальные, главным образом ал-

лювиальные и пролювиальные, плиоцен–четвертичные осадки. Терригенный материал приносился с востока и юго–востока — с Южного Тянь–Шаня, Памира и из Северного Афганистана. Его эоловое перевеивание в антропогене привело к формированию огромной песчаной пустыни Каракумы с барханным микро–рельефом.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Важнейшими ископаемыми на Южно–Туранской плите являются нефть и газ. Нефтяные и газовые месторождения Южно–Мангышлакского района (Узень, Жетыбай и пр.) приурочены к терригенным юрским отложениям. С юрскими и меловыми отложениями связаны газовые и газоконденсатные месторождения на Центральнокаракумском своде, в зоне Бухаро–Хивинских ступеней (Газли и др.) и в Мургабской впадине. На Мангышлаке и Туаркыре в отложениях лейаса и доггера есть месторождения бурых углей.

В сеноманских отложениях Мангышлака известны залежи фосфоритов. С кимеридж–титонской гаурдакской эвапоритовой толщей в юго–восточной Туркмении связаны месторождения соли. В Центральных Каракумах имеется месторождение самородной серы, образовавшейся при восстановлении сульфатов в миоценовых отложениях. В горько–соленом заливе Кара–Богаз–Гол в голоцене происходит садка мирабилита. В условиях аридного, безводного ландшафта Южно–Туранской равнины важное значение имеют ресурсы пресных артезианских вод; имеются также источники термальных и минеральных вод.

#### ЮЖНО–ТАДЖИКСКАЯ ВПАДИНА<sup>1</sup> И БАЙСУН–КУГИТАНГСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Самый восточный участок зоны молодых плит, включающий Байсун–Кугитангское поднятие и Южно–Таджикскую впадину, выраженные в рельефе одноименными хребтом и межгорной депрессией, сходен с восточной частью Южно–Туранской плиты по характеру строения фундамента и юрско–палеогеновой части чехла. Вместе с тем он резко отличается контрастным рельефом, мощными неоген–четвертичными отложениями молассового типа и линейными складчато–надвиговыми дислокациями в чехле, свидетельствующими о том, что этот район подвергся в позднем кайнозое интенсивным тектоническим деформациям совместно с обрамляющими его альпийским протоорогенным сооружением Памира и дейтероорогенным сооружением Южного Тянь–Шаня. К югу от Афгано–Таджикской впадины в Северном Афганистане располагаются крайний юго–восточный участок Южно–Туранской плиты и древнекиммерийская Банди–Туркестанская складчатая зона, полупогребенная под деформированным в неогене мел–кайнозойским квазиplatformенным чехлом. Геологическое строение Южно–Таджикской впадины и Банди–Кугитангской зоны изучали Н.П.Херасков, Б.А.Петрушевский, М.М.Варенцов, В.А.Вахромеев, И.Е.Губин, С.А.Захаров, Н.Н.Кравченко, Н.П.Туаев, Л.Б.Вонгаз, В.И.Браташ и др.

Фундамент Южно–Таджикской впадины образует Афгано–Таджикский (Байсунский) срединный массив, представляющий восточное продолжение Каракумского или восточную часть единого обширного Каракум–Таджикского

<sup>1</sup> Эту впадину называют также Верхнеамударьинской, или Афгано–Таджикской, так как ее южная часть находится в Афганистане.

и слабо обнаженных хребтов с отдельными участками высокогорий (до 3–5 км), служащей водоразделом между бассейнами Вислы, Днестра, Прута на северо-востоке и бассейнами среднего течения Дуная и его левого притока Тисы, дренирующих Венгерскую, или Среднедунайскую, низменность на юго-западе.

В поперечном сечении Карпатской системы выделяются: 1) Предкарпатский краевой прогиб, выполненный главным образом миоценовыми молассами, 2) надвинутая на него внешняя мегазона, образованная терригенными флишевыми отложениями мела и палеогена, смятыми в миоцене в опрокинутые в сторону краевого прогиба, т.е. к северу, северо-востоку и востоку, складки, срезанные чешуйчатыми надвигами и поверхностями тектонических покровов, 3) внутренняя мегазона, сложенная метаморфизованными палеозойскими образованиями и миогеосинклинальными толщами триаса—нижнего мела, шарьированными в середине и конце мела, а затем слабodeформированными и частично вовлеченными в погружение в палеогене и главным образом в неогене, 4) обширная и глубокая Паннонская впадина, наложенная на гетерогенное основание, в том числе на древний массив Тисию, и выполненная мощными неогеновыми и четвертичными молассами. По особенностям строения в Карпатской системе выделяют 4 поперечных сегмента - западный, входящий в пределы Польши и Чехословакии, центральный, попадающий на территорию СССР, восточный и южный, расположенные в Румынии. В Западных Карпатах хорошо выражены обе мегазоны. В Центральных (Украинских) Карпатах — только внешняя, тогда как внутренняя скрыта под неоген-четвертичными отложениями Закарпатских межгорных прогибов и Паннонской внутренней впадины. В Восточных Карпатах присутствуют обе мегазоны, но внутренняя частично скрыта под наложенной Трансильванской межгорной впадиной. В Южных Карпатах (Трансильванских Альпах) развита лишь внутренняя мегазона. Центральный и восточный сегменты граничат с Восточно-Европейской платформой. Западный сегмент примыкает на севере к Среднеевропейской метаплатформенной области и Чешскому массиву, а южный граничит с Мезийской плитой.

Геологическое изучение Карпат было начато в XIX – начале XX в. австро-венгерскими учеными (В.Улиг и др.), распространившими на них концепцию покровного строения, выработанную при изучении Альп. После распада Австро-Венгрии в конце первой мировой войны изучение Карпат продолжали геологи Чехословакии, Польши, Венгрии и Румынии. После воссоединения украинских земель Предкарпатья и Закарпатья с Советской Украиной в 1939–1945 гг. в Украинских Карпатах под руководством А.А.Богданова была проведена геологическая съемка, в итоге которой были пересмотрены представления об их покровном строении и сделан вывод о ведущей роли антиклинорий, созданных вертикальными движениями. Но последующие исследования О.С.Вялова, В.И.Славина, В.Е.Хаина, В.В.Глушко, Я.О.Кульчицкого, С.С.Круглова, М.Г.Ломизе, М.А.Безра, С.Л.Бызовой, С.Г.Рудакова и многих зарубежных геологов, а также данные бурения подтвердили значительную роль шарьяжно-надвиговых дислокаций в формировании обеих мегазон Карпат.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В тектоническом строении Украинского сегмента Карпат выделяются три

главные зоны: Предкарпатский краевой прогиб, надвинутое на него кайнозойское покровно-складчатое сооружение внешних (флишевых) Карпат и зона Закарпатских межгорных впадин, наложенных на внутреннюю мегазону Карпат (рис.10).

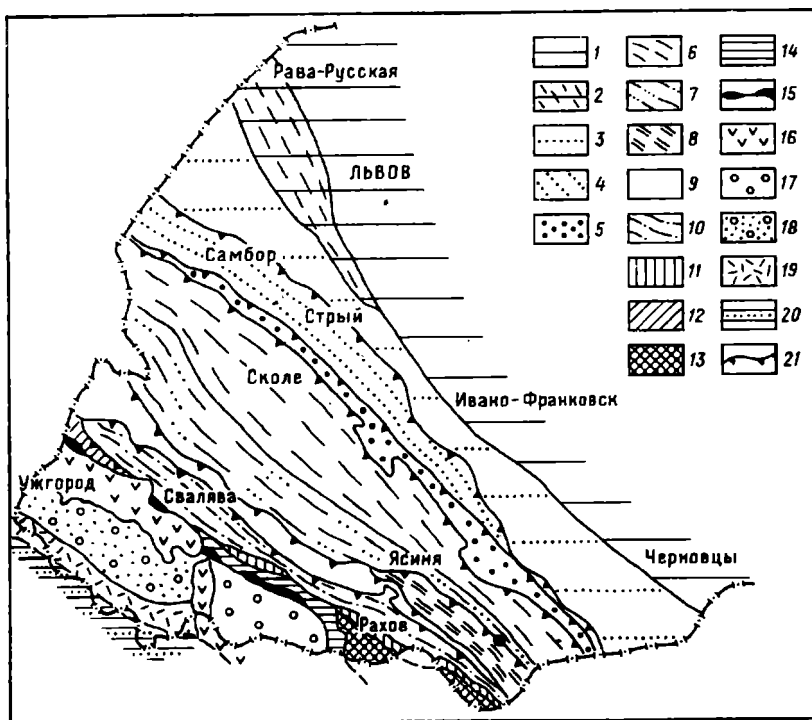


Рис. 10. Схема тектонической зональности Украинских Карпат (по С.С.Круглову и др., с изменениями):

1 - Львовская впадина с добайкальским фундаментом; 2 - ее юго-западная Рава-Русская зона с байкало-каледонским фундаментом; 3-5 - Предкарпатский краевой прогиб; 3 - внешняя зона; 4-5 - внутренняя зона: 4 - Самборская подзона; 5 - Покутско-Бориславская подзона; 6-15 - складчато-покровное альпийское сооружение Внешних Карпат: 6 - Скибовая зона; 7 - Кросненская зона; 8 - Черногорская зона; 9 - Дулянская зона; 10 - Поркулецкая зона; 11 - Раховская зона; 12 - Магурская зона; 13 - Раховский (Мармарошский) кристаллический массив; 14 - зона Мармарошских утесов; 15 - зона Пеннинских утесов; 16 - Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда; 17 - Солотвинская (Верхнетисенская) межгорная впадина; 18 - Чоп-Мужачевская межгорная впадина; 19 - Береговская вулканическая гряда; 20 - краевая зона Паннонской межгорной (внутренней) впадины; 21 - фронтальные зоны крупных тектонических покровов

Выполненный миоценовыми молассами *Предкарпатский краевой прогиб* шириной в несколько десятков километров резко асимметричен в поперечном сечении. В нем различаются внешняя и внутренняя зоны. Во внешней зоне распространены осадки среднего миоцена и нижнего сармата, трансгрессивно налегающие на окраину Русской плиты (Львовскую впадину и юго-западный склон Украинского щита), сложенную деформированными нижне-среднепалеозойскими, а также юрскими и верхнемеловыми отложениями.

Внутренняя зона выполнена мощными соленосными и грубообломочными

толщами ранне- и среднемиоценового возраста, которые согласно залегают на палеогене и накапливались в самой внешней, остаточной части флишевой Карпатской геосинклинали. Первоначально интенсивно опускавшаяся внутренняя зона Предкарпатского прогиба отделялась от Русской плиты приподнятой байкало-каледонской складчатой зоной, являвшейся юго-восточным продолжением Датско-Польской авлакогосинклинальной зоны (рис. 11). Этот Предкарпатский кряж испытывал в раннем миоцене воздымание и денудацию и служил, наряду с вовлеченной в складчатость и поднятие флишевой мегазоной Карпат, источником сноса грубообломочного материала во внутреннюю зону Предкарпатского прогиба. В среднем миоцене внутренняя зона краевого прогиба была надвинута на это байкало-каледонское сооружение, которое оказалось почти полностью погребенным, а затем, в позднем миоцене, — на внешнюю зону краевого прогиба. Внешняя зона характеризуется общим слабым наклоном миоценовых отложений к юго-западу, осложненным пологими брахискладками, и ступенчатым погружением в сторону внутренней зоны по нескольким продольным сбросам и флексурам. Горизонтальная амплитуда пологого надвига внутренней зоны на внешнюю достигает 10 км. Миоценовые молассы вместе с подстилающим их верхнемеловым и палеогеновым флишем или сорванные со своего основания смяты во внутренней зоне в сильно сжатые, опрокинутые к северо-востоку и даже лежащие складки и разорваны на ряд чешуй поверхностями надвигов, относительно крутых в своих фронтальных частях, но выполаживающихся к юго-западу и нередко в свою очередь смятых в пологие складки. Кровля домезозойского фундамента во внутренней зоне краевого прогиба погружена до 5–10 км (рис. 12).

*Альпийское складчато-покровное сооружение внешних (флишевых) Карпат* также обладает резко асимметричной, моновергентной структурой. По поверхности очень пологого надвига амплитудой до 20–30 км оно надвинуто на крайовой прогиб (в Украинских Карпатах к северо-востоку, в Польских и Словацких — к северу и северо-западу, в Румынских — к востоку), местами почти целиком перекрывая его внутреннюю зону. За исключением узкой зоны, прилегающей к его юго-западному борту, это сооружение образовано сложно смятыми флишевыми и фациально связанными с ними терригенными отложениями мела и палеогена общей мощностью до 6–8 км. Основание их не обнажается. На геологической карте Украинского сегмента флишевых Карпат

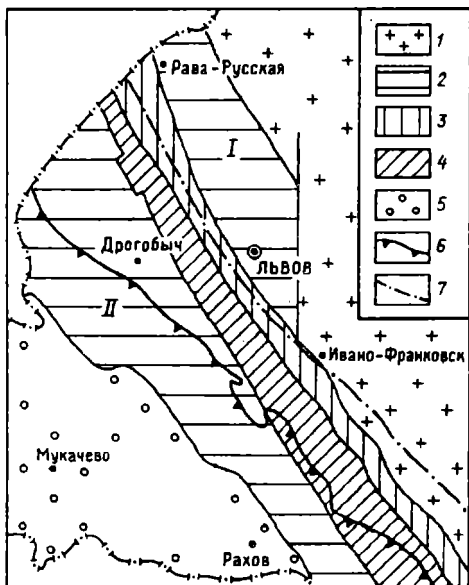


Рис. 11. Схема тектонического районирования фундамента Предкарпатья (по И.Б.Вишнякову и В.Н.Утробину):

1 - добайкальский фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 - байкалиды (I - Росточская зона, II - Лежайский массив); 3 - каледониды (Рава-Русская зона); 4 - салаириды (Кохановская зона); 5 - альпийский Карпатский ороген; 6 - фронт надвига Карпат; 7 - внешняя граница краевого Предкарпатского прогиба

Альпийское складчато-покровное сооружение внешних (флишевых) Карпат также обладает резко асимметричной, моновергентной структурой. По поверхности очень пологого надвига амплитудой до 20–30 км оно надвинуто на крайовой прогиб (в Украинских Карпатах к северо-востоку, в Польских и Словацких — к северу и северо-западу, в Румынских — к востоку), местами почти целиком перекрывая его внутреннюю зону. За исключением узкой зоны, прилегающей к его юго-западному борту, это сооружение образовано сложно смятыми флишевыми и фациально связанными с ними терригенными отложениями мела и палеогена общей мощностью до 6–8 км. Основание их не обнажается. На геологической карте Украинского сегмента флишевых Карпат



четко различаются три продольные полосы, названные А.А.Богдановым Внешним антиклинорием, Центральным синклинорием и Внутренним антиклинорием. В первой и третьей зонах чередуются выходы мела и палеогена, тогда как разделяющая их зона сложена палеогеновыми, главным образом олигоценовы-

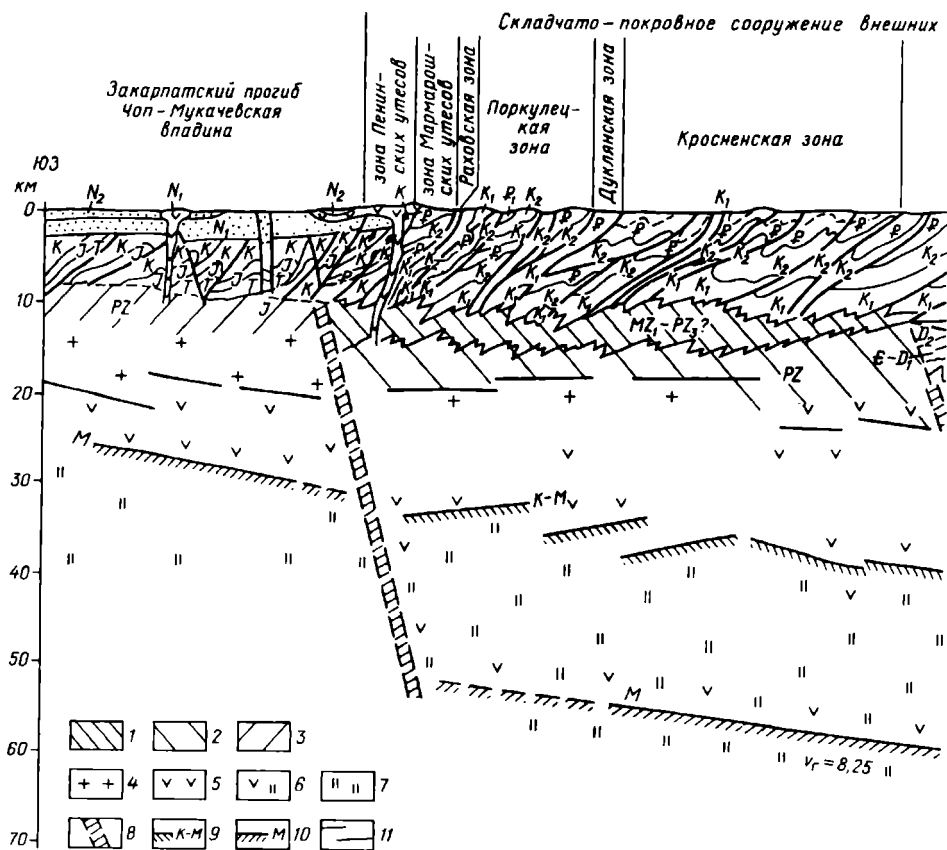
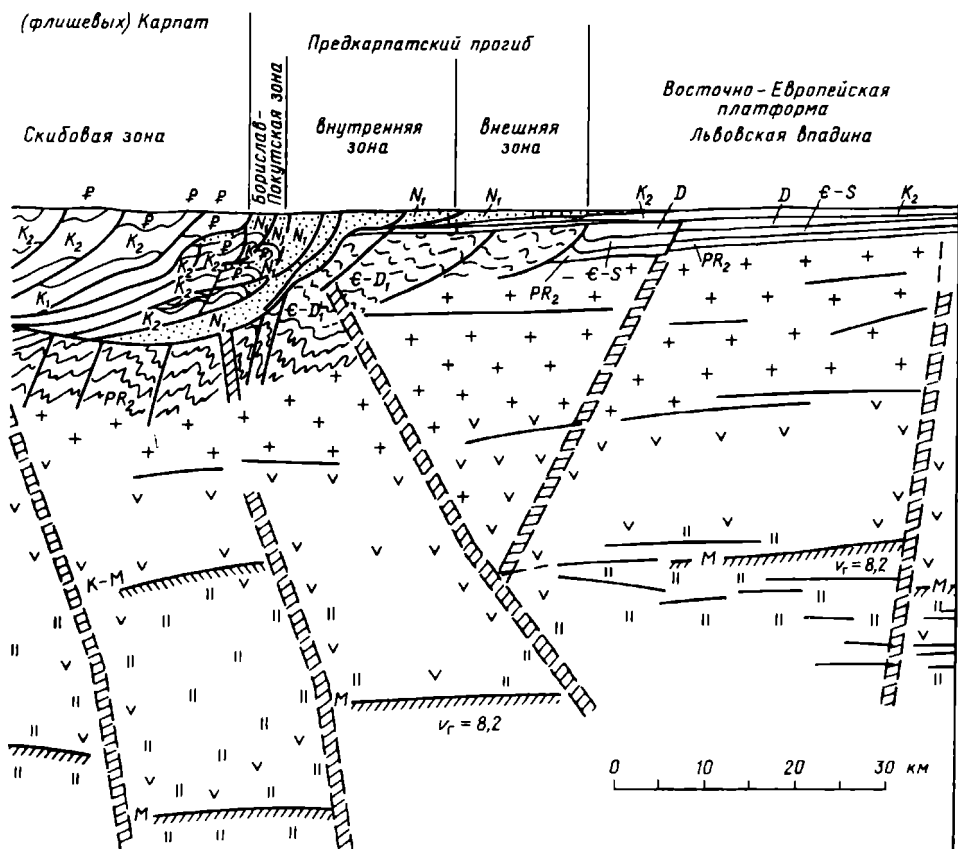


Рис. 12. Геолого-геофизический разрез земной коры Украинских Карпат (по В.В.Глушко, С.С.Круглову, В.Б.Соллогубу, А.В.Чекунову и др., 1986, с упрощениями):

1 - раннемезозойско-позднепалеозойский дофлишевый комплекс, частично сорванный со своего основания; 2 - палеозойское основание флишевых Карпат; 3 - метаморфизованный палеозойский

ми, отложениями. В настоящее время большинство исследователей, учитывая тектонические особенности Карпат — повсеместную опрокинутость складок, значительное общее перемещение масс к северо-востоку и наличие ряда регионально выраженных крупных шарьяжных чешуй, обладающих различными типами разрезов и образовавшихся из самостоятельных частных узких прогибов, на которые в течение мела и палеогена расчленилось ложе флишевого бассейна, — предпочитают выделять в пределах внешних Карпат ряд структурно-фациальных зон ("тектонических единиц", по терминологии польских и словацких геологов), представляющих крупные тектонические покровы или группы покровов с общим или близким типом разреза.

Внешняя, Скибовая, зона<sup>1</sup>, соответствующая Внешнему антиклинорию, выделенному А.А.Богдановым, состоит из нескольких (не менее 6) частных надвиговых чешуй, развившихся из опрокинутых антиклинальных складок. В Польских Карпатах Скибовая зона выклинивается. Надвинутая на нее с юга



комплекс Закарпатского прогиба; 4 - "гранитный" слой; 5 - "базальтовый" слой; 6 - коро-мантийный комплекс; 7 - верхняя мантия; 8 - крупные разломы в коре, установленные по сейсмическим данным; 9 - поверхность коро-мантийного комплекса; 10 - раздел Мохоровичича; 11 - отражающие границы в консолидированной коре

Кросненская (или Силезская) зона, отвечающая Центральному синклинорию А.А.Богданова, в основном сложена олигоценом и состоит из гребневидных, скошенных к северо-востоку и подрезанных надвигами антиклиналей и более широких синклиналей. Далее к юго-западу следуют надвинутые на Кросненскую зону и друг на друга более узкие Черногорская, Дуклянская, Поркулетская, Раховская и Магурская зоны, сложенные толщами мелового и палеогенового флиша и вместе соответствующие Внутреннему антиклинорию А.А.Богданова.

Южный край центрального и западного сегментов сооружения флишевых

<sup>1</sup> Скиба (укр.) - пласт земли, срезанный и отброшенный плугом.

Карпат образует очень узкая (5–15 км), но протяженная (500 км) “Утесовая зона” из отложений триаса, юры, мела и палеогена, отличающихся резкой фациальной изменчивостью и сложной чешуйчатой структурой, выступающих в рельефе в виде утесов из метаморфизованных мезозойских известняков, реже песчаников и гравелитов. В ней в свою очередь различают тектонически сближенные и надвинутые к северу зоны: более короткая северная зона Мармарошских утесов и южная зона Пеннинских утесов, разделенные узкой полосой флиша (рис.13). В зонах утесов наряду с типично флишевыми и флишоидными отложениями распространены толщи олистостром (главным образом средне-мелового возраста), песчаников, конгломератов, а также мергелей и известняков. Бескорневые “утесы” представляют собой биогермы, олистолиты и тектонические отторженцы триасовых, юрских и неокомских пород среди более молодых отложений. Породы утесовых зон, по-видимому, накапливались в пределах узких относительных поднятий — кордильер, либо разделявших частные флишевые прогибы внешней мегазоны (зона Мармарошских утесов), либо отделявших ее от внутренней мегазоны Карпат (зона Пеннинских утесов).

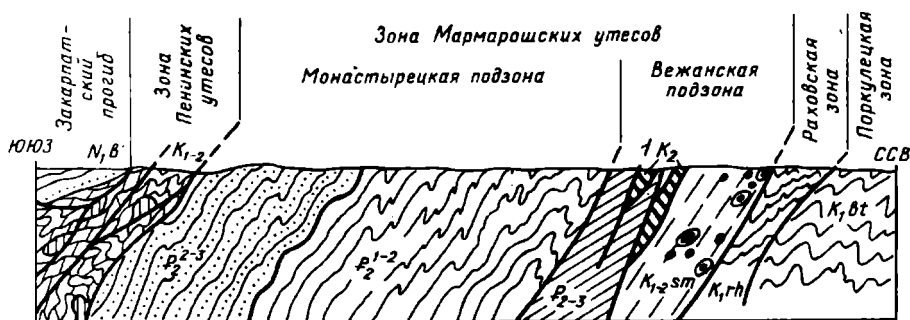


Рис. 13. Геологический разрез через зоны Пеннинских и Мармарошских утесов (по С.С.Круглову и С.Е.Смирнову, 1988):

$K_{1bt}$  - белотисенская свита;  $K_{1gt}$  - раховская свита;  $K_{1-sm}$  - соймульская свита с олистолитами и олистослаками;  $K_2$  - пуховская и ярумтская свиты;  $P_{2-3}$  - метовская и лутская свиты;  $P_{2-2}$  - топурская свита;  $P_{2-3}$  - драговская свита;  $K_{1-2}$  - тиссальская и пуховская свиты с тектоническими отторженцами (“утесами”);  $N_{1b}$  - миоценовая моласса (баденский ярус)

К юго-востоку от верховий р. Тисы флишевую мегазону на протяжении 250 км обрамляет с юго-запада крупный *Мармарошский массив метаморфических пород* протерозойского и палеозойского возраста. Основная его часть расположена в Румынских Карпатах, но небольшой северо-западный участок (Раховский массив) попадает в пределы СССР. Хотя Мармарошский массив надвинут на флишевую мегазону, некоторые исследователи рассматривают его как основание или древнее ядро мегайтклинория Внешних Карпат. Однако данные детального картирования и бурения указывают на аллохтонный характер структуры Мармарошского массива, представляющего “пакет” из нескольких тектонических покровов, надвинутых на верхнеюрские карбонатно-вулканогенные и нижнемеловые флишевые отложения. В строении аллохтонных чешуй Мармарошского массива участвуют метаморфизованные образования протерозоя—среднего палеозоя и почти неметаморфизованные — верхнего палеозоя, триаса и юры. Амплитуда горизонтального перемещения аллохтонных пластин

Мармарошского массива составляет минимум несколько десятков километров, а, по мнению некоторых геологов, верхние пластины передвинулись значительно более чем на 100 км. Они были перемещены и надвинуты на флишевый прогиб из Внутренней мегазоны, где главные деформации сжатия, сопровождавшиеся формированием многоярусных покровов со значительным горизонтальным перемещением к северу и северо-востоку, происходили главным образом в середине мела (в австрийскую фазу).

С юго-запада Пеннинская зона утесов ограничена крутым крупноамплитудным нарушением типа сброса, возникшим позднее, чем рассекающие ее падающие к юго-западу надвиги. Оно является поверхностным выражением глубинного Закарпатского разлома, проникающего по сейсмическим данным до верхов мантии, который отделяет Украинский сегмент Внешних Карпат от зоны *Закарпатских межгорных (тыльных) впадин*, наложенных на раздробленное основание внутренних Карпат. В ней различаются две впадины глубиной 2–3,5 км, разделенные поперечным Хустским разломом. Солотвинская (Верхнетисенская) впадина выполнена эоцен-олигоценowymi терригенными и несогласно перекрывающими их миоценовыми туфогенными и соленосными молассовыми отложениями. Их пологое залегание осложняют несколько диапировых структур с ядрами среднемиоценовой соли (Солотвино). В расположенной западнее Чоп-Мукачевской впадине миоцен перекрыт маломощными плиоцен-плейстоценовыми осадками.

К продольным и поперечным разломам, ограничивающим Чоп-Мукачевскую впадину с запада и севера, отделяющим ее от Солотвинской и обрамляющим последнюю с юга, приурочена изломанная в плане цепь сильноденудированных позднемиоценовых стратовулканов, сложенных андезитами и андезитобазальтами. Эта Выгорлат-Гутинская гряда входит в зону мощных проявлений наземного орогенного вулканизма, протянувшуюся на 700 км от южной окраины Словацких внутренних Карпат на северо-западе до вулканической гряды Калиман-Харгита в Румынии — на юго-востоке. Другая — Береговская — вулканическая гряда ограничивает с юга Чоп-Мукачевскую впадину и на востоке сливается с восточной частью Выгорлат-Гутинской. Эта гряда, сложенная более кислыми средне- и верхнемиоценовыми вулканитами, контролируется крупным продольным разломом, отделяющим Закарпатские впадины от обширной Паннонской внутренней впадины, выполненной миоценовыми и плиоценовыми отложениями мощностью до 4–5 км. Существование в поверхности фундамента Паннонской впадины системы погребенных грабенов северо-восточного простирания, ограниченных пологими сбросами и заполненными миоценовыми кислыми вулканитами и осадками, указывает на то, что ее кора испытала в миоцене раздробление и сильное горизонтальное растяжение, сменившееся в плиоцене общим опусканием.

Глубинное строение Карпат по данным ГСЗ характеризуется утолщением коры до 55–65 км (по сравнению с 40–45 км на юго-западном склоне Украинского щита), достигающим максимума под внутренней зоной Предкарпатского прогиба. Под флишевыми Карпатами поверхность М постепенно повышается к юго-западу до 50–45 км, а затем двумя резкими уступами, совпадающими с границами Карпат с Закарпатскими впадинами и последних — с Паннонской впадиной, скачкообразно поднимается до -30 и даже -25 км. Резкое утонение коры под Паннонской впадиной происходит за счет “базальтового слоя”, сокращающегося до 10 и даже 5 км. Под Паннонской впадиной отмечается понижение

скоростей в низах “гранитного”, а под Закарпатскими впадинами — и в низах “базальтового слоя”, что, возможно, отражает наличие еще не остывших внутренних очагов.

Большая мощность коры под Предкарпатьем, по-видимому, отражает итог глубоких погружений и скучивания корового материала при неоднократных фазах сжатия на протяжении нескольких геотектонических циклов (от позднего протерозоя до кайнозоя). Растяжение и резкое утонение коры в Закарпатье и Паннонской впадине произошли, по-видимому, в неогене в результате возникновения и подъема мантийного диапира, сопровождавшегося фазовыми переходами в низах коры и соответственно смещением границы М кверху. О существовании мантийного диапира свидетельствуют мощный миоценовый, а местами и плиоценовый вулканизм Закарпатья и Паннонской впадины, аномально высокая плотность теплового потока, в 2 раза превышающая ее средние значения во флишевых Карпатах, и понижение сейсмических скоростей и электрического сопротивления на глубинах 50–60 км, указывающее на наличие выступа астеносферы под Паннонской впадиной.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Установленные в Украинских Карпатах протерозойские и палеозойские образования обнажаются в Мармарошском (Раховском) массиве и вскрываются бурением в основании Предкарпатского прогиба. Домезозойское основание выступает также в ряде районов Словацких и Румынских внутренних Карпат. К домезозойским образованиям Мармарошского массива принадлежит, по данным С.Г.Рудакова и др., несколько комплексов пород, стратиграфические соотношения которых недостаточно ясны из-за их принадлежности к разным тектоническим покровам и разобщенности выходов. Древнейший из них представлен белопотокской серией плагиогнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов допозднерифейского возраста, поскольку их прогрессивный метаморфизм датируется 0,8–0,9 млрд лет. К верхнему рифею—венду—нижнему кембрию относится деловецкая серия хлоритовых и серицитовых сланцев, кварцитов, мраморов и порфиридов (более 2 км). Ее зеленосланцевый метаморфизм датируется 500–540 млн лет, что позволяет предполагать проявления позднебайкальской или салаирской тектономагматической эпохи.

Серия метаморфизованных основных вулканитов, а также терригенных и карбонатных пород (хлорит—серицитовых сланцев, кварцитов, известняков и доломитов) мощностью в несколько километров имеет ордовикско(?)—среднепалеозойский возраст. Последняя эпоха эпизодического метаморфизма, датируемая 300–330 млн лет, и разновозрастные ей интрузии гранитов отвечают внутрикарбовой (судетской) тектономагматической фазе герцинского цикла. Фрагментарно распространенные на Мармарошском массиве углистые сланцы, песчаники, конгломераты и туфы среднего—верхнего карбона и серо- и красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и кислые вулканиды перми (типа веррукано) представляют собой молассовые образования позднегерцинского орогенного этапа.

Под Предкарпатским краевым прогибом погребена антиклинальная полоса развития сильномятых верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений, служащая юго-восточным продолжением их выходов в Датско-Польской авлакогеосинклинальной зоне (в Свентокшиских горах). Их разрез

по данным бурения, изучения их переотложенных обломков в миоценовых молассах и по аналогии с разрезом Свентокшиского кряжа включает мощную серию зеленых, серых и красных филлитизированных глинистых сланцев и алевролитов с тонкими прослоями кварцитов рифея–венда, толщу темных песчано–алеврито–глинистых пород кембрия (свыше 1 км) и толщу черных аргиллитов с прослоями известняков силура (свыше 1,5 км). Породы этой зоны затронуты деформациями байкальской, салаирской (ей отвечает возраст метаморфизма 500–520 млн лет) и герцинской эпох. На юго–востоке они уходят под надвиг флишевой мегазоны, а затем вновь обнажаются в Добрудже. Строение домезозойского основания под большей частью флишевых Карпат неизвестно.

Триасовые и юрские отложения обнажаются в зонах утесов и широко распространены во внутренней мегазоне. В Предкарпатском прогибе бурением вскрыты сероцветные песчано–глинистые отложения средней юры и слоистые и рифовые, частично окремненные и доломитизированные известняки верхней юры; общая мощность догтера возрастает от края Русской плиты в сторону Карпат от десятков метров до 0,5 км, а мальма — до 1–1,5 км, что позволяет допускать широкое развитие юрских отложений во флишевой мегазоне. Их присутствие доказывается находками в ней переотложенных обломков известняков и основных вулканитов с фауной титона. На Мармарошском массиве фрагментарно распространены известняки, доломиты, конгломераты и песчаники с фауной всех отделов триаса, а также песчано–глинистые и карбонатные отложения всех отделов юры. В нижней — Каменнопотокской — чешуе Мармарошского массива, надвинутой на нижнемеловой флиш Раховской зоны, к оксфорду–титону принадлежит толща диабазовых порфиринов, пирокластолитов, конгломератов и биогермных известняков (до 700 м), фиксирующая главный пароксизм толеит–базальтового раннеальпийского вулканизма в Карпатах.

В зоне Мармарошских утесов глыбы и обломки триасовых (?) и верхнеюрских известняков входят в состав олистостром мелового возраста. В зоне Пеннинских утесов в виде фрагментов присутствуют известняки, песчаники и гравелиты верхнего триаса, аргиллиты, песчаники, мергели и известняки лейаса–аалена и известняки, нередко с линзами кремней, остатками аммонитов и брахиопод байоса и всех ярусов мальма. Из–за отсутствия нормальных разрезов полные мощности триасовых и юрских отложений в Утесовых зонах неизвестны. Преимущественно карбонатные отложения всех отделов триаса, а также нижнего мела общей мощностью в несколько километров широко распространены в пределах внутренней мегазоны Польских, Словацких, Венгерских и Румынских Карпат.

Меловые и палеогеновые отложения во внешней мегазоне слагают существенно терригенную флишевую надформацию общей мощностью до 6–8 км. Наряду с песчано–алеврито–глинистыми отложениями, обладающими типичной флишевой ритмичностью, в разных ее частях и на разных уровнях присутствуют также толщи карбонатного флиша, флишоидные терригенные отложения, отличающиеся менее выдержанной ритмичностью, толщи олистостром ("дикого флиша") с включениями обломков и глыб более древних пород, толщи аргиллитов, песчаников, мергелей, а в нижних горизонтах флишевой надформации — также вулканогенных пород. В ряде горизонтов флиша, а также толщах аргиллитов и песчаников присутствуют многочисленные прослой и линзы темных кремней.



Различия в строении флишевого комплекса на площади Внешних Карпат отражают структурно-фациальную зональность флишевого бассейна, обусловленную существованием внутри него более узких прогибов, разделенных еще более узкими гребневидными относительными, а временами и абсолютными поднятиями, поставившими в смежные прогибы обломочный материал (кордильерами). В ходе развития флишевого бассейна эта зональность несколько усложнялась в связи с появлением новых кордильер. При формировании складчато-надвиговой структуры Внешних Карпат частные прогибы превратились в самостоятельные тектонические покровы с характерными для них типами разрезов мела и палеогена, а кордильеры, как правило, оказались задвинутыми более южными покровными чешуями и лишь в редких случаях (зона Мармарошских утесов) выступают на поверхность. Изучение стратиграфии мел-палеогенового флишевого комплекса представляет большую трудность в связи с однообразием его состава, присутствием литологически сходных толщ в разных частях разреза и крайней скудностью макрофаунистических остатков. Современные стратиграфические схемы разработаны с широким использованием микропалеонтологических данных.

Нижние горизонты нижнего мела (берриас-баррем) обнажаются лишь в самых внутренних зонах Украинских флишевых Карпат. В Раховской зоне они представлены черными аргиллитами с прослоями песчаников и конгломератов и терригенно-карбонатным флишем (до 1 км). Во фронтальной части Буркутского надвига, ограничивающего эту зону с севера, присутствует толща основных лав, туфобрекчий и известняков барремского возраста. Таким образом, вулканические извержения в этой зоне происходили с оксфорда до баррема. Общая мощность нижнего мела в Раховской зоне достигает 2-3 км. В более северных зонах обнажается лишь верхняя часть нижнего мела (баррем-альб), представленная терригенным флишем (более 1 км), который в Скибовой зоне замещается маломощными (200-300 м) черными аргиллитами и песчаниками с линзами кремней.

В зоне Мармарошских утесов к апту-сеноману принадлежит толща алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов (более 1 км), заключающая обломки и глыбы, иногда громадных размеров (олистолиты), юрских и нижнемеловых известняков, а также терригенных, вулканогенных, метаморфических пород и гранитов. Она представляет типичную олистострому, которая накапливалась в середине мела перед фронтом надвигавшихся к северу покровов во внутренних зонах Карпат. В зоне Пеннинских утесов нижнему мелу отвечают маломощные толщи известняков, мергелей и аргиллитов, более близкие по характеру разновозрастным отложениям внутренней мегазоны Карпат.

Верхнемеловые отложения, представленные всеми ярусами, выражены во Внешних Карпатах более или менее типичным терригенным флишем (от 2 до 4 км). В нижних горизонтах верхнего мела встречаются прослой мергелей и известняков, а в верхних — прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В Утесовых зонах турону-маастрихту отвечают маломощные мергели с прослоями песчаников, перекрытые толщей флиша. В Закарпатских впадинах верхний мел представлен толщами мергелей, глины и песчаников мощностью в несколько сотен метров.

Наиболее широко представлены во Внешних Карпатах палеогеновые отложения общей мощностью 2-3 км, согласно залегающие на породах мела. Палеоцен и эоцен в большинстве зон выражены терригенным флишем с отдельными

пачками гравелитов, песчаников, аргиллитов. В зонах Утесов и на Мармарошском массиве эоцен залегает трансгрессивно, нередко с конгломератами в основании и представлен либо маломощными толщами песчаников и мергелей, либо более мощным терригенным флишем (в зоне Мармарошских утесов). Оligоцен, согласно залегающий на эоцене, завершает разрез внешней мегазоны. Формирование терригенного флиша в раннем олигоцене почти повсеместно сменяется накоплением толщ черных аргиллитов с прослоями мергелей, алевролитов, песчаников и кремней (силицитов); в самых внешних зонах и внутренней зоне будущего краевого прогиба, где их накопление продолжалось почти до конца олигоцена, эти отложения, содержащие отдельные прослои кислых туфов, называют менилитовой свитой (до 0,5 км). В более внутренних зонах ее верхняя часть замещается верхнеолигоценовой песчано-алеврито-глинистой флишоидной кросненской свитой (до 1 км), а далее к югу в Дуклянской и Поркулецкой зонах — толщей массивно-слоистых песчаников, обломочный материал которой поступал с юго-запада, с начавших размываться Магурской и Раховской зон. Таким образом, область седиментации, в которой происходило накопление флишевой надформации, в олигоцене сокращается, а на рубеже олигоцена и миоцена оно повсеместно прекращается, за исключением внешней зоны флишевого бассейна. В Закарпатских впадинах к эоцену и олигоцену относятся толщи песчаников и алевролитов мощностью до 1–2 км.

Неогеновые образования приурочены к Предкарпатскому краевому прогибу, где они представлены миоценовыми молассами, и к зоне Закарпатских впадин, где присутствуют миоценовые и плиоценовые молассы и продукты наземного вулканизма.

Во внутренней зоне Предкарпатского прогиба, унаследовавшей внешнюю зону флишевого прогиба, в основном распространены мощные (до 5 км) нижнемиоценовые отложения, залегающие на олигоценовой менилитовой свите. В основании их выделяется песчано-алеврито-глинистая поляницкая флишоидная толща с пластами конгломератов и олистолитами палеогеновых пород (до 0,6 км). Ее согласно перекрывает воротыщенская соленосно-молассовая серия (до 2–2,5 км), в основном сложенная серыми глинами с прослоями песчаников, а также пластами и линзами гипса, каменной и калийной соли. В ее средней части широко распространены гравелиты и конгломераты. В их составе, помимо обломков пород карпатского флиша, в изобилии присутствуют верхнепротерозойские метаморфические сланцы и филлиты и палеозойские аргиллиты, известняки, доломиты, являющиеся продуктами размыва палеозойского кряжа, отделявшего Предкарпатский прогиб от краевой части Русской плиты, и ее чехла. Породы верхней половины серии частично замещаются флишоидной терригенной толщей, для которой характерны признаки крайнего мелководья — знаки ряби, трещины усыхания, следы птиц и млекопитающих.

Почти полное отсутствие органических остатков в большей части воротыщенской серии, широкое развитие солей, а также глубокие раннемиоценовые эрозионные врезы в прилегающей к краевому прогибу части Русской плиты позволяют предполагать, что ее накопление произошло в условиях быстрого, не компенсированного глубокого погружения в полуизолированных от основных бассейнов Паратетиса лагунах, а временами в засоленных озерах, поверхность которых, подобно современному Мертвому морю, располагалась на сотни метров ниже уровня океана. В стратиграфической шкале области Паратетиса поляницкая свита и воротыщенская серия принадлежат эгерскому и этенбур-

гскому региоярусам, отвечающим верхам хаттского яруса олигоцена и аквитанскому ярусу нижнего миоцена средиземноморской схемы. Выше лежащая толща гравелитов, песчаников, алевролитов и глин (до 3–4 км) соответствует отннангскому—карпатскому региоярусам миоцена. К верхней ее части приурочены конгломераты из пород карпатского флиша, местами несогласно налегающие на мел–палеогеновые отложения Скибовой зоны. Кое–где во внутренней зоне сохранились трансгрессивно залегающие маломощные отложения среднего миоцена и нижнего сармата.

Во внешней зоне Предкарпатского прогиба разрез начинается со среднемиоценовых отложений (баденский региоярус). Они налегают на разные горизонты верхнего мела, юры или палеозоя, заполняя глубоко врезанные эрозионные ложбины и распространяясь в пределы прилегающей части платформы, и представлены глинами, алевролитами, песчаниками, мергелями, а сверху — конгломератами общей мощностью до 1–2 км. К средней части разреза приурочена тирасская свита гипсов, ангидритов и местами каменной соли. Во всем разрезе среднего миоцена присутствуют прослойки кислых туфов и туффитов, пепловый материал которых приносился по воздуху из Закарпатья. Разрез внешней зоны краевого прогиба завершает мощная (до 2,5–4 км) нижнесарматская дашавская свита известковистых глин, алевролитов и песчаников с прослойками туфов и туффитов.

В Закарпатских впадинах на палеогеновых отложениях местами несогласно залегают маломощные нижнемиоценовые песчаники и песчаные глины, но значительно шире распространены средне– и верхнемиоценовые образования, в разрезе которых выделяются баденский ярус, нижний и средний сармат и паннон (эквивалент верхней части сармата, меотиса и понта в Паннонском бассейне). Они образуют сложно построенный фациально изменчивый комплекс глин, алевролитов и песчаников (до 2–3 км), в основании и внутри которого присутствует ряд горизонтов конгломератов, а также туфов риолит–дацитового состава в нижней и андезитового — в верхней части разреза. Мощность нижнего горизонта туфов близ центра извержения достигает 700 м.

К среднемиоценовой части разреза приурочена толща каменной соли с прослоями гипсов и глин мощностью до 0,5–1 км (соответствующая тирасской свите гипсов в Предкарпатья), а к верхним пресноводно–континентальным горизонтам миоцена — прослойки бурых углей. Близ вулканических гряд неогеновые отложения обогащаются пирокластическим материалом и в Береговой гряде почти полностью замещаются лавами, туфами и туфобрекчиями риолитов и дацитов среднемиоценового и сарматского, а в Выгорлат–Гутинской гряде — андезитами и андезитобазальтами сарматского и, возможно, раннепаннонского возраста. С вулканиками связаны мелкие субвулканические и гипабиссальные интрузии. В плиоцене и эоплейстоцене в Чоп–Мукачевской впадине продолжали отлагаться пресноводно–озерные и аллювиальные песчано–глинистые, слабоугленосные и пестроцветные осадки мощностью в несколько сотен метров; значительно более мощные отложения накапливались в Паннонской впадине.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Заложение Карпатского сегмента Средиземноморского подвижного пояса произошло, по–видимому, в рифее в результате деструкции нижнепротерозой–

ского континентального основания; фрагменты его с возрастом метаморфизма до 1,4 млрд лет установлены в фундаменте Паннонской впадины (в горах Мечек). Из него же происходят обломочные цирконы с возрастом 1,7–1,9 млрд лет, присутствующие в гнейсовом комплексе Мармарошского массива.

В полициклической геосинклинальной истории Карпатского региона различаются раннебайкальский (дальсландский), позднебайкальско–салаирский, герцинский и альпийский (позднекимммерийско–альпийский) циклы. Дальсландскому циклу отвечает, вероятно, формирование плагиогнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов белопотоцкой серии Мармарошского массива и ее эквивалентов, представляющих первично–терригенные отложения с подчиненными карбонатными прослоями и основными вулканитами, их прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и становление гранитоидов, датированное 0,8–0,9 млрд лет. О позднебайкальско–салаирском цикле, вероятно не завершившемся отчетливо выраженным орогенным этапом, свидетельствуют во внутренней мегазоне толщи первично–терригенных, карбонатных и существенно кислых вулканогенных пород, испытавшие сильные деформации и зеленосланцевый метаморфизм в середине или конце кембрия (500–540 млн лет назад).

В Прикарпатье вдоль края Восточно–Европейской платформы одновременно развивался и испытал байкальскую и салаирскую складчатость узкий сланцевый прогиб, связывавший прогибы Датско–Польской зоны и Добруджи. Повторные деформации в Предкарпатской зоне имели место в герцинском цикле. Во внутренней мегазоне Карпат в ордовике–силуре возобновился геосинклинальный процесс и происходило глубокое погружение, сопровождавшееся раздроблением и растяжением континентальной коры, местами доходившим до новообразования зон с корой океанического типа, о чем свидетельствует присутствие среднепалеозойских офиолитов. Накопление терригенно–карбонатных осадков и вулканогенных образований в мио– и эвгеосинклинальных зонах Карпатского сегмента закончилось в раннем карбоне, сменившись сильными деформациями сжатия (вплоть до образования шарьяжей), слабым метаморфизмом и становлением массивов гранитоидов. Доордовикские комплексы испытали наложенный ретроградный метаморфизм зеленосланцевой фации. В орогенном этапе герцинского цикла в Карпатской области формировались поднятия; между ними развивались межгорные впадины, заполнявшиеся угленосными молассами среднего–позднего карбона и более грубыми красноцветными, с горизонтами кислых вулканитов пермскими молассами (веррукано).

Триасовый период в Карпатской области характеризовался своеобразным квазиplateформенным режимом с накоплением лагунных и мелководно–морских осадков, в частности рифогенных известняков, в ее внутренних зонах. Погружения и растяжение континентальной коры, знаменующие регенерацию геосинклинального режима, усиливаются в ранней юре и достигают максимума в поздней юре и начале мела, о чем свидетельствует довольно широкое развитие во внутренней мегазоне Карпат и самой южной части внешней мегазоны (Раховской зоне) основных вулканитов толеит–базальтового типа, а в некоторых зонах — также субщелочных (тешениты Силезской зоны внешних Западных Карпат) и высокощелочных базальтоидов (во внутренних Словацких Карпатах) и дифференцированных вулканитов известково–щелочного ряда (во внутренних Румынских Карпатах). Однако континентальная кора в

геосинклинальных прогибах Карпатской области была лишь раздроблена и сильно растянута, но не полностью раздвинута, поскольку типичные мезозойские офиолитовые ассоциации в ней не известны, а небольшие тела альпийно-типных гипербазитов могли быть "затянуты" в некоторые принадвиговые зоны из домезозойского фундамента.

Погружение во внешней мегазоне Карпат началось, по-видимому, еще в триасе, усилилось в юре и достигло максимума на рубеже юры и мела, когда в ней началось накопление терригенной флишевой надформации, охватившее в середине мела всю площадь этого прогиба, ширина которого составляла не менее 200–300 км. Морфология ложа флишевого бассейна постепенно усложнялась: в нем возникали узкие приразломные поднятия, расчленявшие его на ряд частных желобов и питавшие их, вместе с обрамлявшими флишевый бассейн поднятиями, обломочным материалом.

В конце раннего мела геосинклинальное погружение во внутренней мегазоне Карпат завершается, и в середине и отчасти во второй половине мела (австрийская и субгерцинская фазы) она подвергается сильному сжатию, приведшему к формированию ряда тектонических покровов с общими значительными центробежными перемещениями масс в сторону внешней мегазоны (в Украинском сегменте — к северо-востоку). Воздействие этих деформаций испытывали и самые внутренние части внешней мегазоны: так, на нижнемеловые отложения Раховской зоны были надвинуты покровные чешуи Мармарошских утесов, а в результате обвально-оползневых процессов перед фронтом надвигающегося шарьяжа накопились средне-меловые грубообломочные олистостромовые толщи. На большей части площади внешней мегазоны глубокие погружения продолжались до конца палеогена. В олигоцене ширина прогиба стала сокращаться за счет последовательного вовлечения в поднятие отдельных зон, и образование флиша сменилось накоплением песчаных (во внутренних зонах) и глинистых (во внешних зонах) осадков.

На рубеже олигодена и миоцена прогиб внешней мегазоны окончательно отмирает и начинает подвергаться горизонтальному сжатию, распространяющемуся с юго-запада к северо-востоку. На его месте в раннем, среднем и начале позднего миоцена в результате нескольких импульсов сжатия возникает складчато-надвигово-покровное сооружение с центробежной (относительно дугообразного рисунка Карпат) вергентностью, которое испытывает поднятие и подвергается размыву. Вдоль бортов сооружения Внешних Карпат формируются компенсационные молассовые прогибы. На рубеже олигодена и миоцена образуется Предкарпатский краевой прогиб, внутренняя зона которого унаследовала самую внешнюю зону флишевого бассейна, а в начале среднего миоцена — Закарпатский тыльный прогиб, наложенный на некоторые участки внутренней мегазоны. Краевой прогиб в раннем миоцене заполнялся обломочным материалом, сносимым как с растущего сооружения Карпат, так и со сложного рифея — нижним палеозоем Предкарпатского кряжа, отделявшего этот прогиб от платформы, а также мощными соленосными отложениями. В среднем миоцене прогиб расширяется за счет краевой части платформы, а на его внутреннюю зону начинают надвигаться покровы Карпатского сооружения, и она в среднем-позднем миоцене приобретает складчато-чешуйчатую структуру и надвигается на внешнюю зону. Горизонты и линзы грубообломочных осадков распространены по всему разрезу Предкарпатского краевого прогиба,

а также Закарпатских впадин, что свидетельствует о ряде импульсов поднятия и образовании горного рельефа в Карпатах на протяжении миоцена и плиоцена

Погружение Закарпатских впадин сопровождалось раздроблением и некоторым горизонтальным растяжением их фундамента, и вдоль некоторых зон разломов, разделяющих эти впадины и отделяющие их от Карпатского сооружения, в среднем и позднем миоцене происходили мощные наземные извержения кислых и средних вулканитов. Еще более значительные извержения кислой магмы, сопровождаемые формированием ряда грабенов, имели место в миоцене на территории Паннонской впадины, а в конце миоцена и плиоцена она испытала общее проседание.

По характеру формаций существенно карбонатные мезозойские прогибы Внутренних Карпат и терригенно-флишевые мел-палеогеновые прогибы Внешних Карпат можно отнести к миогеосинклинальным, хотя в отдельные моменты (главным образом в конце юры — начале мела) в некоторых их зонах имели место сравнительно ограниченные проявления толеитового, субщелочного базальтового и известково-щелочного вулканизма.

Характерной чертой альпийской тектоники Карпат является значительный масштаб двукратного горизонтального сжатия, приведшего к формированию моновергентной складчато-покровной структуры внутренней и внешней мегазон с центробежным — в сторону внешней “рамы” геосинклинали — перемещением масс. Объяснить эти деформации с позиций тектоники плит затруднительно в связи с отсутствием явных свидетельств существования в Карпатской области в мезозое зон с океанической корой и с дугообразной формой Карпатского сооружения, на разных отрезках которого сжатие и горизонтальные перемещения масс происходили в самых различных (вплоть до противоположных) направлениях.

В многочисленных плитотектонических моделях для альпийского цикла предполагается существование в Карпатской области палеозон Беньюфа (зон субдукции), падавших под Карпаты или под платформу, выходивших на поверхность на внешней или внутренней границах флишевой геосинклинали либо вблизи Закарпатской неогеновой вулканической дуги, а также занимавших разное положение и наклоненных в разные стороны на разных стадиях развития Карпат. Все эти модели слабо обоснованы. Важным фактором, контролирующим тектоническое развитие Карпат, по крайней мере в позднем кайнозое, и определившим особенности их современного структурного плана, по-видимому, явилось возникновение между геосинклиналями Карпат и Динарид округлой в плане области аномально разогретой верхней мантии, — мантийного диапира. Его “всплывание” и расширение в конце палеогена и в миоцене привело к сильному растяжению верхних горизонтов коры над апикальной частью диапира, грабенообразованию и мощному наземному вулканизму, а по периферии диапира — к горизонтальному сжатию и отжиманию приповерхностных масс от его центра. Эти явления происходили в миоцене в условиях общего горизонтального сжатия Средиземноморского пояса, когда в конце миоцена сжатие и складчато-покровные деформации в Карпатской дуге прекратились, а центральная часть мантийного диапира испытала некоторое общее проседание, образовав Паннонскую внутреннюю впадину. Возможно, что деформации, имевшие место во Внутренних Карпатах в меловое время, имели аналогичную природу.

Украинский сегмент Карпат сравнительно небогат полезными ископаемыми, хотя во внутренней мегазоне Западных и Восточных Карпат, в Словакии и Румынии имеются довольно крупные рудные, в частности полиметаллические, месторождения. Во внешней зоне Предкарпатского прогиба эксплуатируется ряд газовых месторождений (Дашавское, Бильче-Волицкое, Угерское) с залежами в отложениях юры, верхнего мела, среднего миоцена и сармата. Во внутренней зоне краевого прогиба под надвигом Скибовой зоны уже более 200 лет известен и разрабатывается ряд месторождений нефти (Бориславское и др.), а в послевоенный период открыто Долинское месторождение. Залежи нефти размещены в сводах опрокинутых антиклиналей в разных горизонтах верхнего мела, палеогена и нижнего миоцена. Признаки нефтегазоносности и небольшие месторождения имеются в Скибовой, Кросненской и Дуклянской зонах флишевых Карпат. Во внутренней зоне краевого прогиба известны месторождения озокерита (Борислав). К верхнемиоценовым и нижнеплиоценовым отложениям Чоп-Мукачевской впадины приурочены залежи бурых углей (Ильница). С нижнемиоценовыми отложениями внутренней зоны краевого прогиба связаны месторождения калийной и каменной соли (Калушское, Стебникское), а со среднемиоценовыми отложениями Солотвинской внутренней впадины — каменной соли. Во внешней зоне краевого прогиба в отложениях среднего миоцена имеются месторождения гипса, а на границе его с платформой — самородной серы (Раздол). К зонам развития неогеновых вулканитов и связанных с ними субвулканических и гипабиссальных тел в Закарпатье приурочены небольшие месторождения ртути (Вышково), полиметаллов, золота, барита и многочисленные месторождения строительного и дорожного камня (андезиты и андезитобазальты) и перлитов. Олигоценые менилитовые сланцы могут служить источником керамзитового сырья. В Предкарпатском и Закарпатском прогибах и сооружении Карпат имеется ряд месторождений разнообразных по составу минеральных вод (Трускавец и др.).

#### **СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ ГОРНОГО КРЫМА**

Миниатюрное сооружение Горного Крыма (длиной до 300 км и шириной до 100 км) занимает южную часть Крымского полуострова, обладающую среднегорным (до 1–1,5 км) ландшафтом, и его восточную часть — Керченский полуостров с холмисто-равнинным рельефом. Южная часть Крымского сооружения скрыта под водами Черного моря. Как и сооружение Большого Кавказа, оно возникло в пределах северной боковой Крымско-Кавказской ветви геосинклинальных прогибов альпийского Средиземноморского пояса, но приурочено к ее западному, суженному участку, несущему признаки вырождения: геосинклинальное погружение в альпийском цикле было здесь сравнительно непродолжительным, в основном прекратилось к концу юры и завершилось деформациями сжатия, создавшими складчатую структуру Горного Крыма. Таким образом, Горный Крым представляет складчатое сооружение необычного для западной части альпийского пояса мезозойского, позднекиммерийского возраста. Однако умеренное горообразование в Горном Крыму происходило одновременно с горообразованием в других складчатых зонах этого пояса — в конце неогена и антропогене. На севере сооружение Горного Крыма граничит с западной частью Скифской плиты, к которой принадлежит равнинная часть



(Каракум–Байсунского) массива. Его глубоко метаморфизованное докембрийское основание выходит на поверхность в ядрах Байсун–Кугитангского антиклинория и в Каратегинском выступе Южно–Гиссарской зоны Южного Тянь–Шаня, обрамляющей Южно–Таджикскую впадину с севера (абсолютный возраст пород Каратегинского выступа достигает 3 млрд лет). Метаморфические породы Байсун–Кугитанга, возможно, принадлежат как к нижнему, так и к верхнему докембрию. Они выражены биотитовыми гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами (более 4 км). Местами они прорваны палеозойскими гранитоидами и частично перекрыты вулканогенно–осадочными толщами нижнего карбона, представленными конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, а также лавами и туфами кислого и среднего состава. Выше несогласно залегают красноцветные конгломераты и песчаники, а также лавы и кислые туфы пермского и триасового возраста. В строении доюрского фундамента намечается субширотная зональность: северная часть отличается от южной большей раздробленностью докембрийского основания и более мощным развитием среднего и верхнего палеозоя.

В разрезе чехла различаются нижний, юрско–палеогеновый, плитный комплекс, принципиально сходный с одновозрастными отложениями Южно–Туранской плиты, и верхний, неоген–четвертичный, орогенический (молассовый) комплекс. В подошве юры местами присутствуют бокситоносные обломочные породы рэтского яруса (до 0,1 км), заполняющие понижения эрозионного рельефа. Лейас и доггер представлены сероцветной песчано–глинистой угленосной толщей (0,5–1 км), в верхней части которой (в байосе–бате) имеются пачки морских отложений. Мальм (кроме титона) сложен органогенными (коралловыми, водорослевыми) и оолитовыми известняками с прослоями песчано–глинистых пород (0,1–0,5 км), а трансгрессивно залегающий титон — эвапоритовой толщей из гипсов, ангидритов и каменной соли (0,1–0,8 м), замещающейся к северу и востоку красноцветами. Красноцветными континентально–лагунными отложениями — песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями гипсов, доломитов и мергелей — выражены и нижние горизонты мела — неоком и низы апта (0,5–0,8 км). Алт–альбские и верхнемеловые отложения (до 1–2 км) представлены морскими, преимущественно сероцветными, реже пестроцветными карбонатно–терригенными толщами, сложенными главным образом глинами и органогенными известняками, а также алевролитами, песчаниками, мергелями с отдельными прослоями красноцветных и гипсоносных отложений. Нижнему палеоцену (включая даний) отвечает гипсо–ангидритовая толща (до 0,2 км), сменяющаяся известняками верхнего палеоцена и морскими песчано–глинисто–мергельно–известняковыми отложениями эоцена. Мощность палеоцена и эоцена достигает 1 км.

Олигоцен выражен маломощными красноцветными, в верхней части гипсоносными глинами, песчаниками, образующими основание континентального молассового комплекса. Нижний–средний миоцен сложен красноцветными песчано–алевритовыми отложениями с прослоями гипсов и конгломератов, относительная роль которых возрастает в верхнем миоцене. Плиоценовые молассы в основном выражены красноцветными конгломератами и галечниками, заполняющими частные прогибы между растущими внутри Южно–Таджикской впадины поднятиями. Мощность неогена достигает 3–5 км. Верхняя часть молассового комплекса, сложенная преимущественно сероцветными конгломе-

ратами, галечниками, песками и лёссовидными суглинками (до 0,5–1 км), относится к эоплейстоцену и плейстоцену.

Современная структура Байсун–Кугитанг–Южнотаджикской области, представляющая систему прогибов и поднятий и осложняющих их складок северо-восточного, в юго-западной части впадины — долготного, а в северо-восточной — восток-северо-восточного простирания, возникла в неогене и продолжает развиваться в антропогене, находя прямое отражение в рельефе и проявляясь в высокой сейсмичности. Эти структуры наложены на древний (доорогенный) субширотный тектонический план, который сохранялся до палеогена, хотя зона сокращенных мощностей на месте Байсун–Кугитангского поднятия стала зарождаться в юре, а первые эмбриональные поднятия в Южно-Таджикской впадине — в середине мела. Байсун–Кугитангское поднятие представляет антиклинорий длиной около 200 км и шириной до 100 км, на северо-востоке примыкающий под острым углом к герцинскому складчатому сооружению (альпийской дейтероорогенной горной системе) Южного Тянь-Шаня и погружающийся на юго-западе под слабodeформированные неогеновые молассы юго-западной части Южно-Таджикской впадины (см. рис. 30). Он состоит из нескольких линейных и брахиморфных крупных прямых и слабо скошенных складок, сложенных породами мела и юры, из-под которой в ядрах антиклиналей местами выступает докембрийско-палеозойский фундамент. Складки в чехле осложнены явлениями перетекания титонской соли, а также взбросами и надвигами, которые, наряду со сбросами, играют, по-видимому, важную роль в складчато-глыбовых деформациях фундамента.

Южно-Таджикская впадина расширяется к юго-западу от 50 до 300 км. Она состоит из трех веерообразных расходящихся в эту сторону синклинорных зон, выполненных неоген-четвертичными молассами, к которым приурочены широкие продольные долины (с запада на восток): Сурхандарьинской, Вахшской и наиболее глубоко опущенной Кулябской (играющей роль предгорного Предпамирского прогиба); они разделены антиклинориями, сложенными породами мела и палеогена и выраженными в рельефе в виде Кафирниганского и Обигармского низкогорных хребтов. В целом эти складчатые зоны образуют как бы широкий веер, раскрывающийся к юго-западу (Таджикская виргация). В синклинориях фундамент погружен до 8–12 км (в Кулябском синклинории — до 15–20 км), а в антиклинориях залегает на глубинах 5–8 км. Синклинали, как правило, широкие и относительно пологие, антиклинали — узкие, гребневидные, обычно запрокинутые и осложненные взбросами и пологими надвигами амплитудой до 10 км и более с общим смещением приповерхностных масс в западных зонах к юго-востоку, а в восточных — к северо-западу. Важную роль в усложнении структуры мел-кайнозойского комплекса по сравнению с юрским играют срывы по поверхности пластичной соленосной толщи титона и ее нагнетание и выжимание в ядрах антиклиналей и во взбросо-надвиговых зонах (рис. 7, а). Однако представления некоторых исследователей о полной дисгармонии складчато-надвиговой структуры мел-кайнозойского этажа по отношению к юрскому субстрату, вероятно, преувеличены.

Структуры Байсун–Кугитангского антиклинория и западных зон Южно-Таджикской впадины под острым углом подходят к субширотному Южно-Гиссарскому разлому (его восточную часть называют Вахшским разломом), отделяющему их от Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня. Этот разлом, отвечающий самой восточной части зоны Сарматско-Туранского линеамента, в

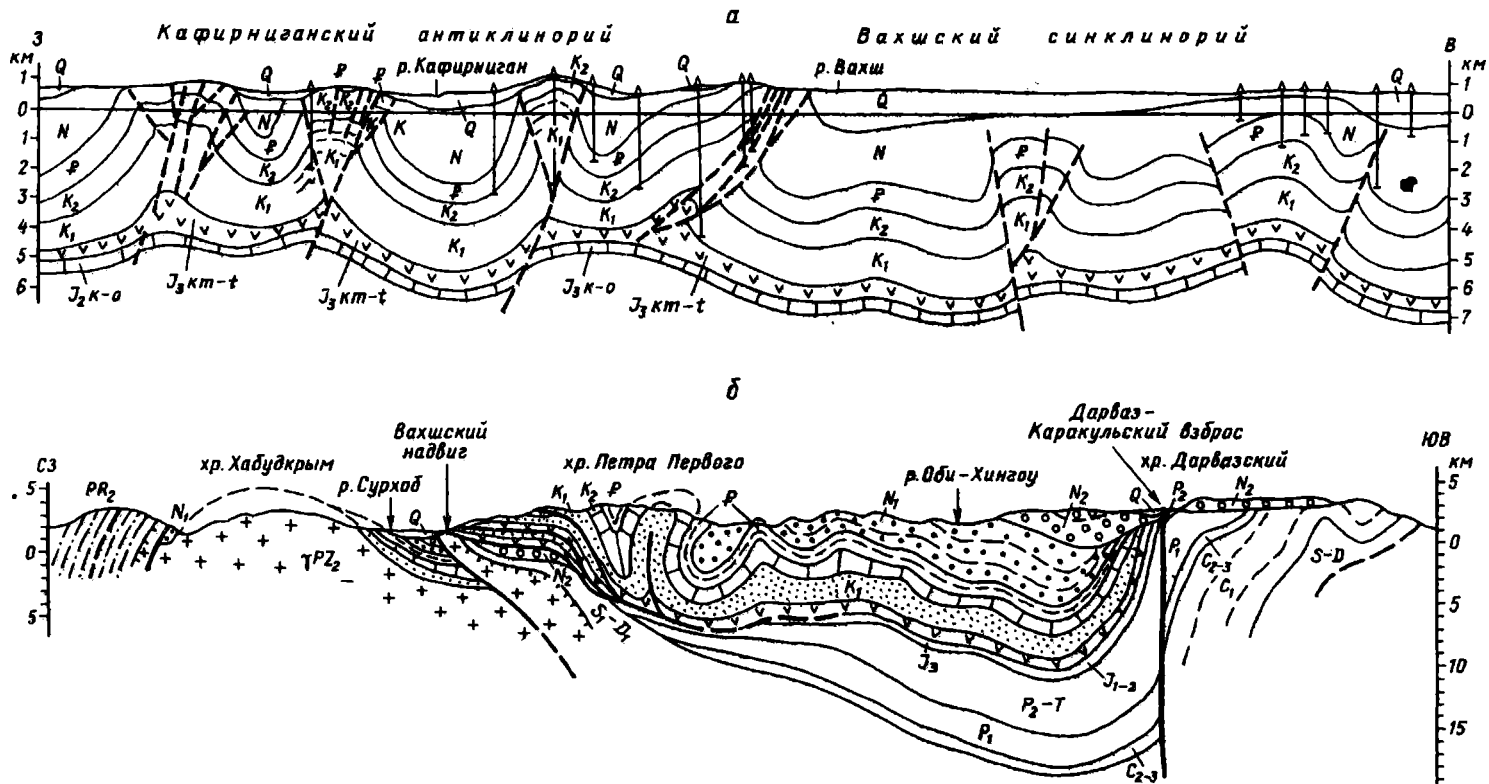


Рис. 7. Геологические разрезы Южно-Таджикской впадины Памиро-Алайской зоны:

а - разрез через Кафирниганский антиклинорий и Вахшский синклиний Южно-Таджикской впадины (составили А.Ю.Мессинева и З.И.Алешина, 1977); б - разрез через западную часть Памиро-Алайской (Дарваз-Заалайской) зоны в районе Гармского полигона (по Т.В.Гусевой и др., 1983)

современной структуре представляет правосторонний сдвиг—надвиг (или систему кулисно расположенных сдвиг—надвигов), по которому мезокайнозойский чехол Южно—Таджикской впадины надвинут на сооружение Южного Тянь—Шаня и смещен к западу относительно последнего. На юго—востоке Южно—Таджикская впадина отделена от складчатого сооружения Памира Дарваз—Каракульским, или Северо—Памирским, разломом. Его тектоническая природа недостаточно ясна. Многие исследователи рассматривают его как надвиг с падением сместителя к югу, по которому сооружение Памира надвинуто к северу и северо—западу на Южно—Таджикскую впадину, но некоторые геологи (М.М.Кухтиков, Т.П.Винниченко) считают его взбросом с субвертикальным или крутопадающим к северу сместителем, по которому мезокайнозойские образования Южно—Таджикской впадины и ее восточного продолжения местами надвинуты на северный край Памира.

К востоку Южно—Таджикская впадина переходит в узкую (30—50 км) субширотную Памиро—Алайскую (Дарваз—Заалайскую) зону, разделяющую сооружения Памира и Тянь—Шаня на участке их наибольшего сближения. Вопрос о природе ее основания недостаточно ясен, но скорее всего под ней продолжается докембрийский фундамент, подстилающий Южно—Таджикскую впадину. Наиболее древние из обнаженных на южном крае зоны верхнепермские пестроцветные и триасовые континентальные грубообломочные отложения местами достигают 3,5 км. Для юрских отложений (до 2 км) характерно обилие конгломератов и присутствие вулканитов. Нижний мел выражен красноцветными глинами, песчаниками и конгломератами. Верхний мел и кайнозой сходны с отложениями Южно—Таджикской впадины, но красноцветные молассы неогена (до 4 км) залегают здесь на подстилающих породах с резким несогласием.

Западный участок Памиро—Алайской зоны, испытавший в неоген—четвертичное время очень интенсивное поднятие и подвергшийся глубокой денудации, выражен высокогорным хребтом Петра Первого, сложенным смятыми в сильно сжатые складки породами мезозоя (рис.7,б). Более восточный участок занимают выполненная мезозойскими молассами узкая межгорная впадина Алайской долины с плоским дном на высоте более 3 км (ее северное крыло наложено на структуры Южного Тянь—Шаня) и обрамляющая ее с юга полоса развития складчатого мезозоя и палеогена на северном склоне Заалайского хребта. Еще восточнее сооружения Южного Тянь—Шаня и Северного Памира и Куньлуня вновь расходятся, и между ними появляется обширный Таримский массив — западный полуизолированный блок Китайской платформы. Возможно, что докембрийские глыбы, лежащие в основании Южно—Таджикской впадины и Таримского массива, непосредственно соединяются между собой под Памиро—Алайской зоной (а если верны представления о надвиговой природе Дарваз—Каракульского разлома, — частично под Северным Памиром) в единую Туркмено—Таджикско—Таримскую зону древних массивов, связывающую Восточно—Европейскую и Китайскую платформы и разделяющую Урало—Монгольский и Средиземноморский подвижные пояса.

Происхождение складчато—надвиговой структуры чехла Южно—Таджикской впадины и Памиро—Алайской зоны большинство геологов связывают с происходившим в неогене—антропогене перемещением дугообразного Памирского сооружения к северу в сторону Южного Тянь—Шаня и их взаимным сближением. При этом массы Памира либо надвигались на Южно—Таджикскую

впадину и Памиро-Алайскую зону, либо частично поддвигались под них и вместе с ними надвигались на Южный Тянь-Шань по Вахшскому—Южно-Гиссарскому разлому. Блок фундамента, лежащий в основании Южно-Таджикской впадины, подвергался сжатию, короблению и несколько отжимался к западу относительно сооружения Южного Тянь-Шаня, а в ее чехле, сорванном по поверхности пластичной соленосной толщи титона, развивались гребневидные складчато-надвиговые структуры. Данные повторных высокоточных геодезических измерений на Гармском геодинамическом полигоне показывают, что горизонтальное сжатие и сдвиговые деформации в восточной части Южно-Таджикской впадины, связанные со сближением Памира и Южного Тянь-Шаня, продолжают до современности.

Глубинное строение коры в Южно-Таджикской впадине и Байсун-Кугитангской зоне характеризуется залеганием поверхности М на глубинах 45–40 км и несколько меньше, а в стороны Южного Тянь-Шаня и Памира — погружением ее до 50–55 км и ниже. В средней части консолидированной коры между “гранитным” и “базальтовым” слоями выявлена зона пониженных сейсмических скоростей (волновод) с  $v_{пр} = 5,6$  км/с (рис.8).

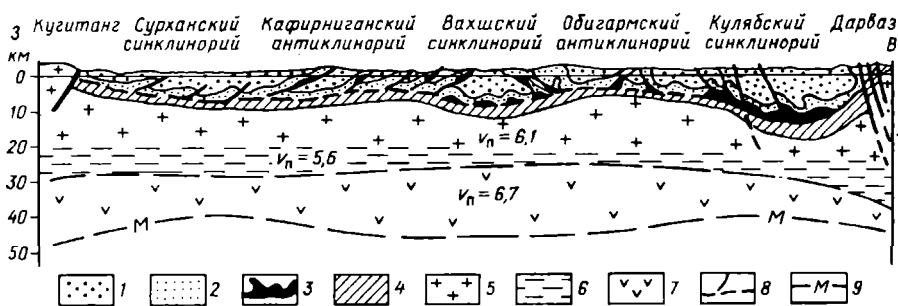


Рис. 8. Геолого-геофизический разрез земной коры через Южно-Таджикскую впадину (по Я.А.Беккеру и др., 1983, с упрощениями):

1 - неоген-антропоген; 2 - мел-палеоген; 3 - соленосная верхняя юра; 4 - подсолевая юра-триас(?); 5 - герцинский комплекс — “гранитный” слой; 6 - волновод в средней части коры; 7 - “базальтовый” слой; 8 - надвиги и покровы; 9 - граница Мохо

Из месторождений полезных ископаемых в Южно-Таджикской впадине следует отметить месторождения нефти и газа. Их залежи приурочены к отложениям палеоцена-эоцена, мела и верхней юры и, возможно, имеются также в терригенных ниже-среднеюрских отложениях. Как в Южно-Таджикской впадине, так и в западной части Байсун-Кугитангской зоны имеются месторождения калийной и каменной соли в титонских отложениях (Гаурдак и пр.), а в последней — также серы.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Северная окраина Средиземноморского пояса, занятая Мезийской, Скифской и Южно-Туранской плитами, была, по-видимому, заложена в позднем протерозое на раннедокембрийском континентальном фундаменте, общем с основанием Восточно-Европейской платформы: об этом говорит присутствие глубокометаморфизованных пород архея и нижнего протерозоя в ее западной (Южная Добруджа) и восточной (Байсунский массив) частях и преимущест-

венно осадочный, с подчиненными существенно кислыми вулканитами, состав доплитных образований на всей ее площади, кроме Туаркырской зоны.

Древнейшие, близкие к миогеосинклинальным прогибы, выполненные существенно терригенными образованиями, возникли в рассматриваемой зоне в среднем и позднем рифее и завершили свое развитие складчатостью и слабым метаморфизмом перед кембрием или в кембрии, т.е. являются позднбайкальскими или салаирскими (в Центральной Добрудже, южной части Центрального Предкавказья). Однако роль этой складчатости в формировании фундамента Мезийско-Скифско-Южнотуранской зоны недостаточно ясна, поскольку возраст фундамента консолидированных массивов в ней (Мезийского, Каракумского и др.), по мнению разных исследователей, может быть добайкальским или байкальским, или даже палеозойским. В начале позднбайкальского (или салаирского) цикла древняя континентальная кора подверглась в ней некоторой деструкции (раздроблению, утонению), но, по-видимому, повсеместно сохранила свою сплошность и была вновь утолщена и упрочена в процессе деформаций сжатия и метаморфизма на завершающей стадии этого цикла.

Новая генерация глубоких линейных прогибов заложилась на северной окраине Средиземноморского пояса в раннем (Северная Добруджа, Туаркыр) или среднем (Предкавказье, Центральномангышлакская зона) палеозое. В основном они наследовали позднерифейско-вендские прогибы, лишь местами (северная зона Предкавказья) накладываются на раннедокембрийский фундамент. Большинство их заполнялось терригенными или терригенно-карбонатными отложениями миогеосинклинального типа, и лишь в Туаркырском прогибе широко развиты кремнисто-диабазовые толщи, габброиды, а возможно, и ультрабазиты (?), указывающие на его эвгеосинклинальный характер. Эти прогибы завершили погружение и подверглись сжатию и складкообразованию в конце раннего карбона (судетская фаза) и, возможно, повторно — в ранней перми (Северная Добруджа). Герцинские прогибы разделялись или обрамлялись относительно жесткими блоками континентальной коры с добайкальским или байкало-салаирским фундаментом, одни из которых испытывали с ордовика или среднего палеозоя общее умеренное погружение (Мезийский массив, может быть восточная часть Каракумского), а другие до конца среднего или даже позднего палеозоя оставались относительно приподнятыми и подвергались усиленному прогреву, обусловившему проявления средне- и отчасти позднпалеозойского корового магматизма (интрузивного и эффузивного) и эпизодического метаморфизма и повсеместно — пологоскладчатые или глыбовые деформации. После судетской фазы зоны погружения на массивах расширились и в них накапливались молассоидные терригенные толщи и местами кислые вулканиты.

Поздняя пермь и триас, а местами и начало юры в геологическом развитии северной окраины Средиземноморского пояса отвечают своеобразному “переходному этапу”, отмеченному явлениями тектонической активизации и изменениями тектонического режима на различных ее участках. В одних ее зонах, таких, как Тульчинская (в Добрудже), Северо-Крымская, Приазовская, Мангышлакская, Туаркырская, на месте палеозойских складчатых зон возрождаются относительно глубокие, ограниченные разломами прогибы, заполняемые мощными толщами терригенно-карбонатных, а в позднем триасе — и вулканогенных пород. Эти прогибы отмирают и подвергаются линейным складчатым

деформациям в конце триаса или, реже, в лейасе, т.е. в древнекиммерийскую эпоху. В других районах в поздней перми возникают и продолжают развиваться в триасе еще более узкие грабены, в которых накапливаются красноцветные обломочные толщи. В третьих районах, в основном приуроченных к древним массивам, но частично включающих и палеозойские складчатые зоны (например, в Восточном Предкавказье), формируются широкие синеклизоподобные впадины, заполняемые менее мощными, красноцветными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, а также поздне триасовыми вулканитами. Наконец, ряд участков северной окраины Средиземноморского пояса испытывал в поздней перми и триасе воздымание и подвергался размыву.

В юре территория северной окраины Средиземноморского пояса вступает в плитный этап развития. Восточная ее часть (Южно-Туранская плита, Восточное Предкавказье) почти повсеместно вовлекается в погружение в лейасе или догтере, а в Центральном Предкавказье и Равнинном Крыму оно начинается в раннем мелу и продолжается до раннего миоцена. Чередование терригенных и карбонатных формаций в разрезе Скифской и Южно-Туранской плит происходило более или менее синхронно с прилегающими участками Русской плиты и альпийского пояса (Горный Крым, Большой Кавказ, Копетдаг) и было связано с общими для этих регионов климатическими изменениями. Главные источники терригенного материала находились на севере, на Восточно-Европейской платформе и в Урало-Монгольском поясе.

В конце раннего миоцена некоторые древнекиммерийские складчатые зоны (Мангышлакская, Туаркырская) подверглись повторным пологоскладчатым деформациям и поднятию. В среднем миоцене возобновляется общее слабое опускание, но с конца миоцена на некоторых участках (Равнинный Крым, Центральное Предкавказье, Устюрт) оно сменяется слабым поднятием.

С конца палеогена восточный участок северной окраины Средиземноморского пояса, прилегающий к растущим горным сооружениям Памира и Южного Тянь-Шаня, вовлекается в интенсивное погружение и превращается в глубокую Южно-Таджикскую впадину, заполняемую очень мощными, постепенно грубеющими кверху континентальными молассаами, сминаемыми в систему осложненных надвигами линейных складок. К западу от нее возникает Байсун-Кугитангское горное поднятие с антиклинорной структурой.

Как показывают изложенные выше данные, северная окраина Средиземноморского пояса характеризуется очень широким распространением (возможно, за исключением Предкавказья) древних консолидированных массивов с допалеозойским, а может быть, и дорифейским основанием и палеозойско-триасовым и юрско-кайнозойским чехлом и, наоборот, ограниченным развитием герцинских и древнекиммерийских складчатых зон. Большинство их образовалось на месте относительно узких прогибов с терригенно-карбонатным выполнением, и лишь герцинский Туаркырский прогиб был в значительной мере заполнен вулканогенно-кремнистыми образованиями. Эти прогибы — Добруджинский, Мангышлакский, древнекиммерийский Туаркырский — по своей позиции, морфологии и формациям можно рассматривать в качестве авлакогеносинклинальных, а разделяющие их значительно более широкие жесткие блоки Мезийской и Южно-Туранской плит — в качестве метаплатформенных массивов. В этом случае Южно-Туранская плита может считаться юго-восточным продолжением Донецко-Североустюртской метаплатформенной области и вместе с ней входит в состав обширной Донецко-Туранской метаплатформен-

ной области, которая разделяет Урало-Монгольский и Средиземноморский подвижные пояса и служит связующим звеном между Восточно-Европейской и Китайской платформами. Однако такая интерпретация тектонической природы Южно-Туранской и Мезийской плит пока не может считаться доказанной в связи с недостаточной изученностью их домезозойского основания.

### КАРПАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В пределы СССР входит небольшой участок Карпатской складчатой системы длиной около 300 км. Изогнутая в виде крутой, выпуклой к северо-востоку дуги общей протяженностью более 1500 км Карпатская система представляет звено в северной ветви альпийских складчатых сооружений, переходящее по простиранию на западе в сооружение Альп, а на юго-востоке — Балкан (рис. 9). В рельефе она выражена системой средневысотных (1–2 км) сильно залесенных

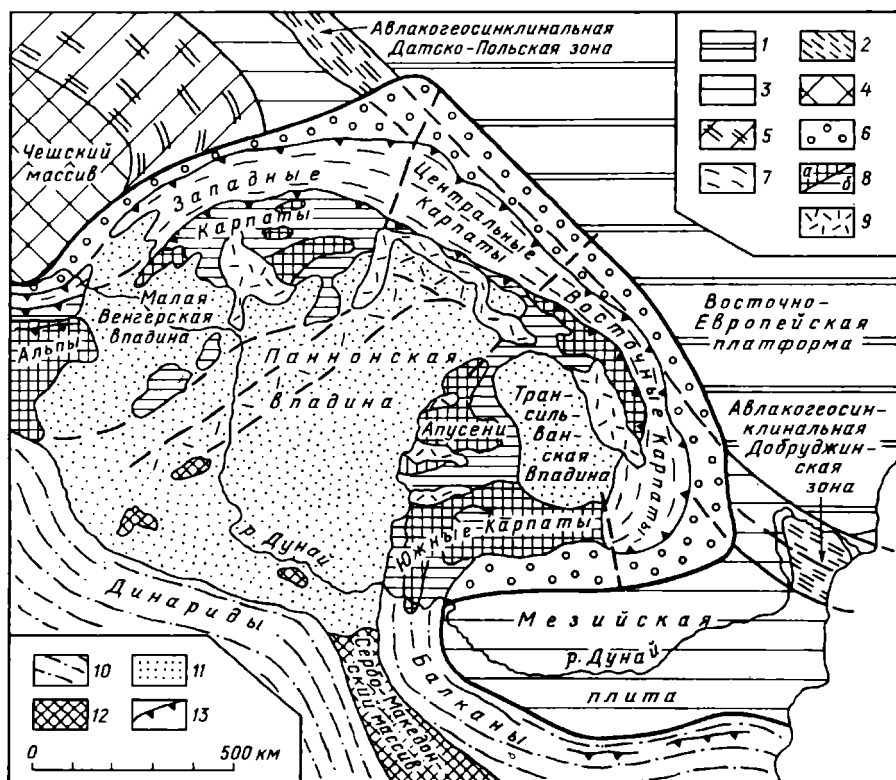


Рис. 9. Тектоническое положение и районирование Карпатской складчатой области: 1 - древняя Восточно-Европейская платформа; 2-3 - метаплаформенные области: 2 - авлакогеосинклинальные складчатые зоны, 3 - плитный чехол; 4-13 - Средиземноморский подвижный пояс; 4-5 - Западно-Европейская палеозойская складчатая область; 4 - Чешский срединный массив; 5 - палеозойские складчатые зоны; 6-13 - области альпийской складчатости; 6 - Предкарпатский и Предальпийский краевые прогибы; 7 - внешняя (флишевая) мегазона Карпат и Альп; 8 - внутренняя мегазона Карпат и Альп: докембрий и палеозой (а), мезозой (б); 9 - неогеновые вулканические зоны на поверхности и под чехлом внутренних впадин; 10 - складчатые сооружения Балкан и Динариды; 11 - внутренние впадины, выполненные неогеном и антропогеном; 12 - выступы основания внутренних впадин; 13 - фронтальные линии крупных альпийских надвигов и покровов



Крымского полуострова, а на юге — с Черноморской глубокоководной впадиной (рис.14).

Геологическое изучение Горного Крыма было начато С.Палласом в конце XVIII в. Значительный вклад в его познание в дореволюционный период внесли В.Д.Соколов, Н.А.Головкинский, Г.Д.Романовский, К.К.Фохт, А.А.Борисяк и Н.А.Андрусов, изучавший неогеновые отложения и структуру Керченского полуострова. В советское время важнейшее значение имели исследования А.С.Моисеева, В.Ф.Пчелинцева и М.В.Муратова, создавшего основы современных представлений о геологии Крыма, а также работы И.В.Архипова, Д.С.Кизевальтера, Г.А.Лычагина, В.И.Славина, О.В.Снегиревой, Е.А.Успенской, В.М.Цейслера, А.И.Шалимова и др. Хорошая изученность, разнообразие геологического строения и легкая доступность сделали Горный Крым излюбленным районом для обучения студентов многих вузов СССР методам полевых исследований и организации баз учебных практик.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Складчатое сооружение (мегантклиний) Горного Крыма включает следующие главные элементы: 1) складчатое ядро, сложенное породами триаса и юры; 2) моноклиальное северное крыло, образованное отложениями мела, палеогена и миоцена; 3) восточное периклиальное окончание, сложенное олигоцен–нижнемиоценовыми отложениями, переходящее к востоку в 4) Керченско–Таманскую зону поперечного погружения, разделяющую сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа, и 5) южное крыло, скрытое под водами Черного моря. В западной и центральной частях Крыма мегантиклиний непосредственно сочленяется на севере со Скифской плитой. Восточное окончание сооружения Горного Крыма и западную часть сооружения Большого Кавказа отделяет от Скифской плиты Индоло–Кубанский краевой прогиб, занимающий Южное Пришивашье, южные части дна Азовского моря и Западного Предкавказья.

Хотя домезозойский фундамент в Горном Крыму не обнажен, не вызывает сомнений присутствие в основании мезозоя верхнепротерозойских и палеозойских образований. Об этом говорит наличие их переотложенных обломков в толщах триаса и юры и широкое развитие пород верхнего протерозоя и палеозоя в авлакогеосинклинальной складчатой зоне Добруджи, лежащей на западном продолжении Крымско–Кавказской геосинклинали.

В строении мезозойского геосинклинального комплекса, слагающего ядро мегантиклиория, различаются 4 структурных этажа с убывающей сверху интенсивностью деформаций, которые разделены поверхностями перерывов и несогласий, фиксирующих несколько фаз складчатых деформаций: 1) средне-триасово–нижнеюрский, в основном представленный мощной (свыше 4 км) таврической серией терригенного флиша; 2) среднеюрско–нижнекейловский, выраженный терригенными и вулканогенными образованиями и интрузивными телами; 3) верхнеюрский, образованный фациально изменчивыми карбонатными и отчасти грубообломочными отложениями, с локальными перерывами и несогласиями внутри разреза; 4) нижнемеловой, сложенный карбонатно–терригенными отложениями. В ряде районов Крыма с этого этажа начинается плитный чехол, что позволяет рассматривать его как переходный

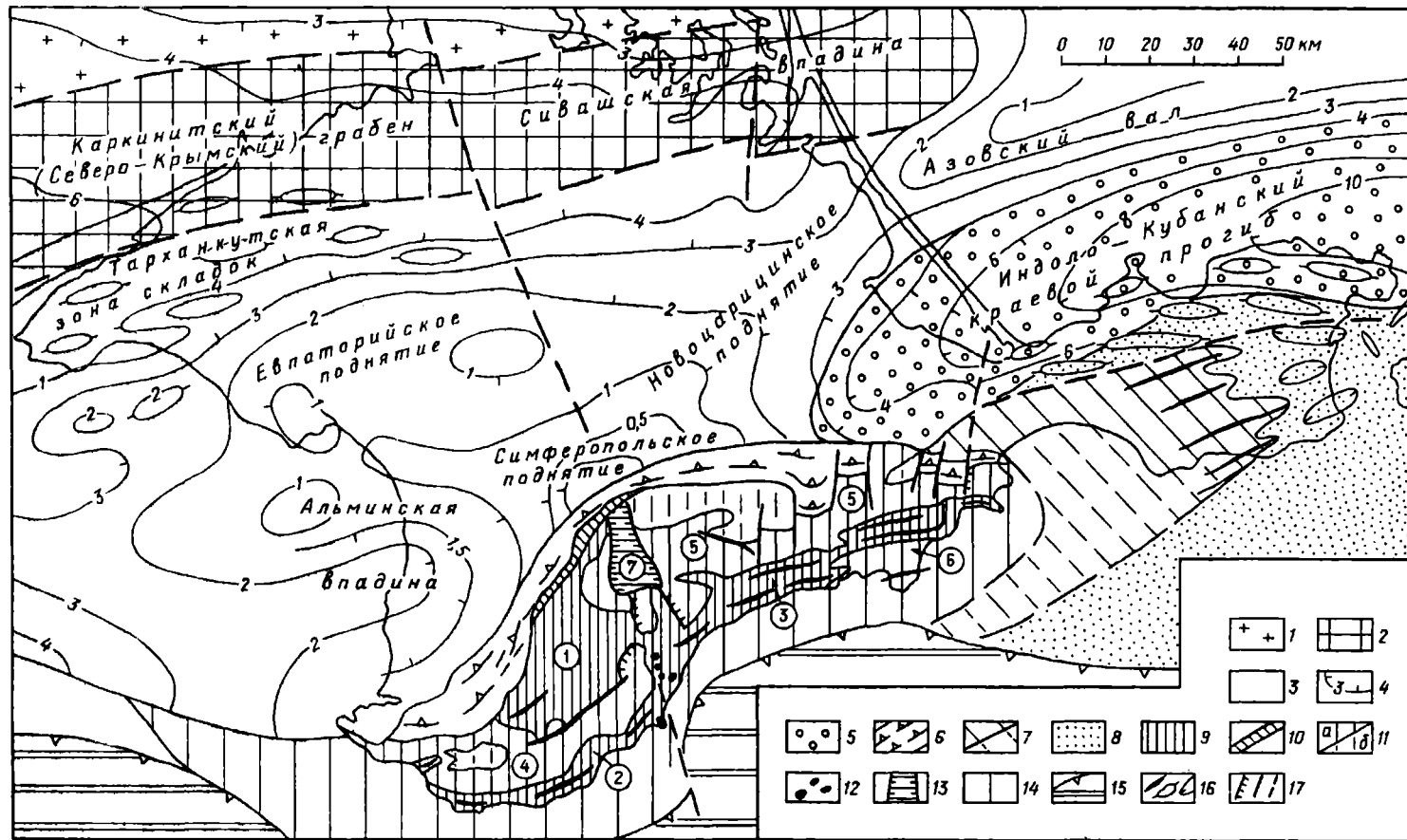


Рис. 14. Схема тектонического строения Крымского полуострова:

1 - Восточно-Европейская платформа с добайкальским фундаментом; 2 - Северо-Крымская зона с добайкальским или байкальским фундаментом и верхнепермско-нижнеюрским переходным комплексом; 3 - Скифская плита с байкало-терцидным фундаментом; 4 - стратотерцидный подошвы мел-кайнозойского чехла в зонах 1, 2, 3, 5; 5-15 - Альпийский пояс; 5 - Индоло-Кубанский правый прогиб; 6-11 - позднекембрийское складчатое сооружение (мегаантиклинорий) Горного Крыма, испытавшее позднеальпийское сводовое поднятие; 6 - северное крыло, сложенное моноклинально залегавшим мелом (в Восточном Крыму - верхним мелом) и палеогеном; 7 - восточное периклинальное окончание, сложенное олигоценом - нижним миоценом; 8 - Керченско-Таманская зона поперечного погружения, выполненная средним миоценом - плиоценом; 9-13 - ядро мегаантиклинория: 9 - антиклинорий, сложенный верхним триасом - средней юрой; 10 - Лозовская зона в Качинском антиклинорий; 11 - синклинальные прогибы, выполненные верхней юрой (а) и нижним мелом (б); 12 - среднеюрские интрузивные тела; 13 - грабены, выполненные отложениями верхов нижнего мела; 14 - часть ядра и южное крыло мегаантиклинория, вовлеченные в позднем кайнозое в опускание; 15 - северная часть Черноморской глубоководной впадины; 16 - линейные и брахиморфные складки; 17 - разломы установленные и предполагаемые.

Цифрами в кружках обозначены структурные элементы мегаантиклинория Горного Крыма. Поднятия (антиклинорий): 1 - Качинское, 2 - Южнобережное (Ялтинское), 3 - Туакское с его восточным окончанием - Судакско-Карадагской складчатой зоной; прогибы (синклинорий): 4 - Юго-Западного Крыма, 5 - Восточно-Крымский, 6 - Судакский (Меганомский), 7 - Салгирский грабен

от геосинклинального к квазиplatformенному или геоантиклинальному комплексу (см. ниже).

Таврическая серия, сложно и мелко смятая и разбитая многочисленными разломами, распространена на всей площади сооружения Горного Крыма. Она выступает на поверхность в относительно крупных антиклинальных поднятиях, несколько условно называемых "антиклинориями", по-видимому возникших не ранее догерца, так как их форма дисгармонична по отношению к внутренней складчатой структуре таврической серии. Смежные прогибы ("синклинории") выполнены средне- и верхнеюрскими отложениями, смятыми в более крупные и (за исключением самой восточной части ядра) пологие складки. В наиболее длительно опускавшихся осевых участках прогибов, особенно в Восточном Крыму, присутствуют и нижнемеловые отложения. Оси этих структур имеют преобладающее северо-восточное или субширотное простирание, но между Симферополем и Алуштой, в зоне поперечного Центральнокрымского поднятия, они коленообразно изгибаются, становясь субмеридиональными, а их шарниры воздымаются. К этой же длительно развивающейся поперечной зоне приурочен ряд субмеридиональных разломов и большинство среднеюрских гипабиссальных интрузий (Аюдаг, Кафель и др.), а также долготно вытянутый Салгирский грабен (или эрозионно-тектоническая впадина), выполненный баррем-альбскими отложениями.

В западной части Горного Крыма с севера на юг выделяются брахиморфное Качинское поднятие, линейно вытянутый прогиб юго-западного Крыма (приуроченный к осевой части Главной гряды Крымских гор, или Яйлы) и Ялтинское, или Южнобережное, поднятие, южная часть которого скрыта под водами Черного моря (рис. 15). В восточной части Горного Крыма различаются широкий Восточно-Крымский прогиб, узкое Туакское поднятие, служащее северо-восточным продолжением Ялтинского, и выступающий из-под дна моря на небольшом участке Судакский синклинорий. По мнению большинства исследователей (кроме Ю.В. Казанцева), пологие надвижки и тектонические покровы в структуре Горного Крыма отсутствуют или играют незначительную роль.

Узкое северное крыло мегаантиклинория выражено в виде моноклинали, сложенной полого (от 5 до 20°) падающими к северо-западу и северу отно-

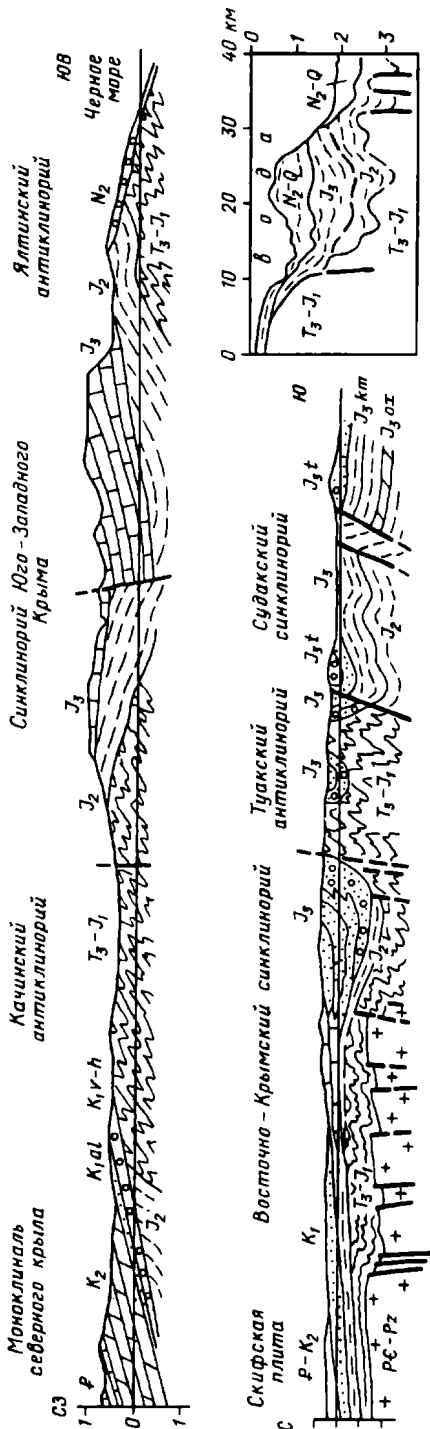


Рис. 15. Геологические разрезы сооружения Горного Крыма: сверху - через Юго-Западный Крым; внизу - через Восточный Крым (по И.В.Архипову и Е.А.Успенской), справа - сейсмоакустический разрез южного крыла сооружения к югу от Крыма (в интерпретации Ю.Г.Моргунова)

сительно маломощными, близкими к платформенным, терригенно-карбонатными отложениями мела, палеогена и миоцена. Под этим комплексом погребена узкая приразломная Лозовская зона, в триасе и юре отделявшая геосинклинальный прогиб от Скифской плиты и отличающаяся сложным характером разрезов и структуры отложений этого возраста.

В западной части Крыма разрез моноклинали начинается с маломощных терригенных нижнемеловых отложений, несогласно налегающих на разные горизонты таврической серии и средней юры. Выше слабо несогласно залегает комплекс карбонатных отложений верхнего мела, глинисто-карбонатных палеоцена-эоцена, существенно глинистых олигоцена—нижнего миоцена (майкопская серия) и песчано-глинисто-ракушечниковых — среднего-верхнего миоцена, внутри которого наблюдаются лишь небольшие стратиграфические перерывы и редкие географические несогласия. На среднем участке моноклинали, в районе Симферополя, происходит резкое сокращение полноты и мощности разреза мела-палеогена, связанные с влиянием длительного роста зоны Центральнокрымского поперечного поднятия; оно ощущается также и на смежном участке Скифской плиты. В восточной части Крыма, где более мощные (до 1-1,5 км) полого залегающие отложения нижнего мела завершают разрез Восточно-Крымского прогиба, переход от ядра сооружения к его моноклиналию северному крылу, сложенному здесь отложениями верхнего альба-миоцена, выражен менее резко. Восточная часть моноклинали

и смежные участки Восточно-Крымского прогиба и Туакского поднятия разбиты серией крутых поперечных, субмеридиональных разломов. Орографически моноклираль северного крыла выражена постепенно понижающимися к северу предгорными куэстовыми грядами (2-й и 3-й). Выполаживаясь, моноклираль плавно переходит в субгоризонтально залегающий мел-кайнозойский чехол Скифской плиты.

Восточное периклиральное окончание мегантиклинория, занимающее юго-западную часть Керченского полуострова и прилегающий участок дна Черного моря, сложено мощной глинистой майкопской серией, смятой в узкие сильно сжатые антиклинали и более широкие и плоские синклинали. Еще более опущенная восточная часть Керченского полуострова принадлежит к Керченско-Таманской поперечной зоне погружения, разделяющей кулисно расположенные окончания сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа. Эта зона, занимающая также Таманский полуостров, район Керченского пролива и прилегающие с юга участки Черного моря, сложена на поверхности мощными средне-верхнемиоценовыми и плиоцен-четвертичными фациально изменчивыми глинистыми, песчаными, ракушечниковыми и рифовыми осадками, слагающими систему длительно конседиментационно развивавшихся брахисинклиналей и брахиантиклиналей (частично диапировых). Своды и крылья последних осложняются "вдавленными синклиналами", образовавшимися в результате выноса глинистого вещества их ядер при древних проявлениях грязевого вулканизма и представляющими собой своеобразные тектоно-грязевулканические структуры. Деятельность ряда грязевых сопок, в особенности на Таманском полуострове, продолжается и в наши дни.

К восточному окончанию сооружения Горного Крыма и Керченско-Таманской зоне примыкает с севера западная часть Индоло-Кубанского краевого прогиба, центриклинально замыкающегося в районе речки Индол в Восточном Крыму. Прогиб выполнен мощными толщами миоценовых и плиоценовых моласс и более древними палеогеновыми и мезозойскими отложениями. Узкое и относительно крутое южное крыло краевого прогиба в северной части Керченского полуострова осложнено субширотными брахискладками, близкими к складкам Керченско-Таманской зоны. Широкое и пологое северное крыло прогиба наложено на южный участок Скифской плиты.

Часть ядра и южное крыло сооружения Горного Крыма в настоящее время опущены под воды прилегающего к Крыму с юга участка дна Черного моря, выраженного крутым континентальным склоном с несколькими уплощенными ступенями. Наличие среди верхнеюрских конгломератов горы Демерджи и м. Меганом галек и валунов снесенных с юга палеозойских и верхнепротерозойских образований, в том числе гранитов, позволяет предполагать наличие погрбенных выступов домезозойского фундамента непосредственно к югу от Крыма. Погружение части ядра и южного крыла мегантиклинория происходило начиная с мальма, но особенно усилилось в плиоцене-антропогене, одновременно с поднятием Крымских гор. Структура южного крыла, имеющего ширину до 30-40 км, начинает выясняться в результате драгирования, сейсмоакустических и других геофизических исследований. Интересно, что в пределах южного крыла продолжается Центральнокрымская зона поперечных нарушений. К ней приурочены здесь субмеридионально вытянутый максимум магнитного поля и сгущение очагов землетрясений в нижних частях земной коры (на глубинах до 40 км). Некоторые из них, в частности землетрясение 1927

г., имели катастрофический характер и достигали на Южном берегу Крыма силы 7–8 баллов.

Глубинное строение земной коры в области Горного Крыма по данным ГСЗ отличается от строения прилегающей с севера Скифской плиты незначительным утолщением (до 40–45 км), главным образом за счет увеличения мощности ее нижней части ("базальтового слоя"). Под погруженным южным крылом мегантиклинория появляется и быстро утолщается к югу осадочная толща, но общая мощность коры резко убывает вследствие редукции, а затем и полного выклинивания в Черноморской впадине геофизического "гранитного слоя" (рис. 16). Субмеридиональные зоны магнитных и гравитационных аномалий, свойственные Украинскому щиту, в ослабленном виде продолжают в пределы Равнинного и Горного Крыма; это позволяет предполагать, что тектонические зоны Средиземноморского пояса в области Крыма были заложены на подвергшемся частичной деструкции архейско–нижнепротерозойском фундаменте. Существование зоны Центральнокрымского субмеридионального поднятия и поперечных разломов, возможно, отражает его структурную неоднородность.

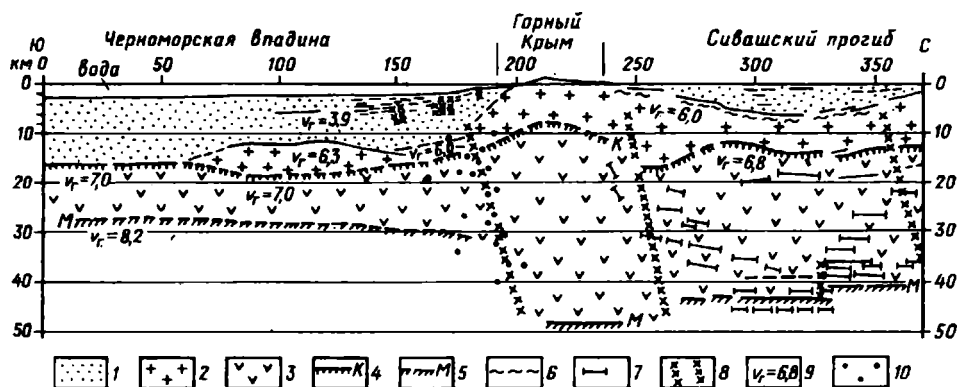


Рис. 16. Сейсмогеологический разрез через Крым и Черноморскую впадину (по Ю.П. Непрочнову, В.Б. Соллогу и др.):

1 - осадочный слой; 2 - "гранитный" слой; 3 - "базальтовый" слой; 4 - граница Конрада; 5 - поверхность М; 6 - поверхность палеозойского фундамента; 7 - отражающие площадки; 8 - разломы; 9 - границы скорости; 10 - очаги землетрясений

## СТРАТИГРАФИЯ

Разрез не вскрытого до мезозойского основания Горного Крыма, по данным изучения переотложенного обломочного материала из триасовых и юрских отложений (В.Г. Чернов, Т.И. Добровольская), включает протерозойские (?) гнейсы и гранитогнейсы, граниты среднего–верхнего рифея (845–1100 млн лет), эпизодически метаморфизованные породы (сланцы, кварциты и пр.), а также песчаники, конгломераты, глинистые сланцы и палеотипные вулканиты позднепротерозойского (?) и ранне–среднепалеозойского возраста, известняки карбона и перми, позднепалеозойские и раннетриасовые (210–285 млн лет) граниты. Эти данные позволяют предполагать, что геосинклиналь в пределах Горного Крыма была заложена не позднее среднего рифея и до начала мезозоя пережила два цикла развития, завершившихся складчатостью, метаморфизмом и гранитоидным магматизмом, — раннебайкальский (дальсландский) и палеозойский.

Древнейшие из мезозойских отложений в Горном Крыму, судя по единичным находкам песчаников с остатками брахиопод, относятся к среднему триасу, но их разрез и мощность неизвестны. Выше следует мощная (свыше 4 км) таврическая серия терригенных флишевых и флишевых отложений, выраженная монотонным ритмичным переслаиванием бурых песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто заключающих конкреции сидеритов. В основании ритмов изредка присутствуют прослои гравелитов и конгломератов. В разных стратиграфических горизонтах этой серии найдены остатки аммонитов, белемитов, брахиопод и пелеципод, принадлежащих к разным ярусам верхнего триаса, лейаса и нижнего аалена. Севернее, в узкой Лозовской зоне флишевая серия замещается менее мощной толщей кварцевых песчаников, гравелитов, глин, известняков с включениями известняков каменноугольного, пермского, поздне триасового и раннеюрского возраста. Она представляет собой олистострому и накопилась за счет поступления с приподнятого северного борта флишевого прогиба и сползания по континентальному склону мелко- и грубокластического материала. Возможно, что мелкие складки в породах таврической серии частично имеют гравитационное происхождение и формировались конседиментационно при оползании ее материала на склонах флишевого бассейна.

На таврической серии с угловым несогласием залегают образования среднеюрского (верхний аален, байос, бат) и раннекелловейского возраста (до 2–2,5 км), обнажающиеся в краевых частях частных синклинальных прогибов, по видимому впервые обособившихся в догтере. Они представлены песчано-глинистыми флишевыми, реже угленосными (с прослоями бурых углей) отложениями, а в северной краевой зоне геосинклинали Горного Крыма — мощными конгломератами. К верхнему байосу относятся локально распространенные толщи лав, гиадокластитов, туфов и туфобрекчий базальтового и андезитобазальтового состава (спилиты, диабазовые порфириты), а в Карадагском центре в Восточном Крыму, где извержения продолжались до раннего келловейя, — также толщи дацитов, риолитов и их пирокластитов. Извержения происходили в подводных условиях и сопровождались внедрением комагматических им субвулканических и гипабиссальных тел — даек, штоков и магматических диапиров. Мелкие тела сложены диабазами и габбро-диабазами, а крупные лакколитоподобные массивы на южном берегу (Аюдаг, Кафель) — более кислыми дифференциатами основной магмы — диорит-порфиритами и плагиогранит-порфирами.

Комплекс отложений верхней юры (включающий, судя по остаткам аммонитов, рудистов, брахиопод, кораллов, фораминифер, верхний келловей, оксфорд, кимеридж, титон) и берриаса залегает слабо несогласно на средней юре, либо резко несогласно на таврической серии, в основном выполняя синклинальные прогибы. Он характеризуется сильной изменчивостью мощностей (от нескольких сотен метров до 3–4 км) и фаций, представленных конгломератами, известковистыми песчаниками и глинами, мелководными рифовыми и более глубоководными тонкослоистыми пелитоморфными известняками и мергелями, а залегающие трансгрессивно и местами слабо несогласовано отложения титона и берриаса — также толщами глинисто-карбонатного флиша. Конгломераты приурочены к прибортовым частям прогибов, рифовые массивы и чистые толстослоистые известняки — к участкам относительных поднятий (в частности, к Центральнокрымской зоне поперечного поднятия), тонкосло-

истые глинистые известняки и флиш — к осевым, наиболее погружавшимся участкам прогибов восточного и юго-западного Крыма.

Комплекс преимущественно терригенных отложений нижнего мела, включающий, судя по обильным остаткам аммонитов, пелеципод, гастропод, ежей, валанжинский, готеривский, барремский, аптский ярусы и нижний альб, прослеживается почти непрерывной полосой в основании второй гряды, а под чехлом более молодых образований присутствует на всей расположенной севернее территории Крыма. В основном он сложен толщами песчаников и глин с отдельными прослоями песчаных и оолитовых известняков, пачками и линзами конгломератов, а в Восточном Крыму также флишоидными отложениями. В юго-западной и центральной частях Горного Крыма относительно маломощные (от десятков до сотен метров) отложения нижнего мела залегают несогласно на сильнодислоцированных породах триаса и юры, слагая основание разреза северного крыла этого сооружения и выполняя отдельные эрозионно-тектонические депрессии в пределах его ядра (например, Байдарскую и Салгирскую). Стратиграфические перерывы, эрозионные врезы и географические несогласия отмечаются и внутри нижнего мела. В восточной части Горного Крыма, где нижнемеловые отложения выполняют осевую часть остаточного Восточно-Крымского прогиба, они залегают трансгрессивно или несогласно на верхнеюрских и достигают мощности до 1–1,5 км.

Выше почти на всем протяжении северного крыла сооружения Горного Крыма трансгрессивно, местами выполняя мелкие эрозионно-тектонические понижения, залегают комплекс верхнеальбских и согласно перекрывающих их верхнемеловых отложений. Верхний альб выражен глауконитовыми известняками, песчаниками и глинами с примесью пеплового материала, а у Балаклавы и в некоторых районах Равнинного Крыма — андезитовыми туфами и туфопесчаниками. Выше следует толща мергелей с редкими прослоями известняков и известковистых песчаников с остатками аммонитов, белемнитов, иноцерам, ежей и фораминифер всех ярусов верхнего мела. Мощность ее составляет 0,2–0,5 км, резко сокращаясь в пределах Центральнокрымского поперечного поднятия, а в Равнинном Крыму возрастает до 1–2 км.

Разрез палеогена начинается с известняков датского яруса. Вышележащие палеоценовые и трансгрессивно перекрывающие их эоценовые отложения, венчающие разрез второй гряды, выражены чередованием толщ мергелей, глин и известняков с обильными остатками пелеципод, гастропод, нуммулитов и мелких фораминифер (до нескольких сотен метров). Это позволило рассматривать Бахчисарайский разрез палеоцена и эоцена как парастратотипический и выделить в нем ряд региоярусов: инкерманский и качинский (палеоцен), бахчисарайский (нижний эоцен), симферопольский (средний эоцен), бодракский и альминский (верхний эоцен).

Олигоцен и нижний миоцен представлены майкопской серией глин с конкрециями сидеритов, с прослоями песчаников и алевролитов; она обнажается между 2-й и 3-й предгорными грядами и на Керченском полуострове, где достигает 1,5–3 км, а под чехлом более молодых осадков распространена в более северных районах Крыма. Майкопская серия, как и более молодые неогеновые отложения, накапливалась в обширном внутриконтинентальном водоеме Паратетиса, утратившем на рубеже эоцена и олигоцена связь со Средиземноморским бассейном и океаном.

Средний и верхний миоцен в зоне 3-й гряды и в Равнинном Крыму выражен



мелководными ракушечными и оолитовыми известняками, песками и глинами с остатками пелеципод и гастропод мощностью не более 100–200 м, а на Керченском полуострове — более мощными (1–2 км) толщами глин и мергелей, фациально замещающихся на растущих локальных поднятиях песками, ракушечными и мшанковыми (рифовыми) известняками. Плиоценовые отложения бассейнового типа, выраженные глинами и железистыми песками (до 100–200 м), присутствуют в западной части Индоло–Кубанского краевого прогиба и в отдельных мульдах восточной части Керченского полуострова, где к нижнему плиоцену (киммерийскому ярусу) приурочен горизонт осадочных оолитовых железных руд, состоящих из гидросиликатов и гидроокислов железа (до 10–12 м), с которым связаны месторождения Керченского района.

К плиоцену и плейстоцену относятся мощные щебнисто–брекчиевые накопления обвальнo–оползневого генезиса из обломков, глыб и огромных пластин верхнеюрских известняков (массандровские отложения); они формировались в результате разрушения коренных массивов этих пород, слагающих Главную гряду, и гравитационного перемещения рыхлого материала по сложенному таврической серией крутому южному склону Крымских гор к берегу Черного моря. Этому процессу благоприятствовали воздымание северного и опускание южного крыла сооружения Горного Крыма, происходившие в плиоцене–антропогене.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

В истории складчатого сооружения Горного Крыма выделяется несколько тектонических циклов и их стадий. По всей вероятности, древняя, дорифейская континентальная кора в области Крыма, составляющая единое целое с фундаментом Восточно–Европейской платформы, подверглась частичной деструкции в эпоху заложения Средиземноморского подвижного пояса в среднем рифее, и в пределах Горного Крыма возник древнейший геосинклинальный прогиб. В начале позднего рифея, около 0,9–0,8 млн лет назад (в дальсландскую тектоническую эпоху), этот прогиб подвергся складчатым деформациям, метаморфизму и гранитному плутонизму. Самостоятельный позднебайкальский, или салаирский, цикл в Горном Крыму, в отличие от Карпат, не фиксируется. В раннем или среднем палеозое в области Горного Крыма и прилегающей части Черного моря вновь возник геосинклинальный прогиб, в котором накапливались толщи терригенных, кремнистых, вулканогенных, а в карбоне — также карбонатных пород. В конце палеозоя его развитие завершилось складчатостью, поднятием и становлением позднегерцинских гранитов.

В среднем (?) триасе в области Горного Крыма был вновь регенерирован геосинклинальный прогиб, являвшийся западным звеном Крымско–Кавказской геосинклинальной ветви альпийского Средиземноморского пояса; более мелкие, недоразвитые и недолговечные раннеальпийские прогибы возникли севернее, на территории Равнинного Крыма. По–видимому, они завершили свое развитие в конце триаса, т.е. в раннекиммерийскую эпоху. В прогибе Горного Крыма в позднем триасе и ранней юре, напротив, происходило глубокое опускание и накапливалась мощная серия терригенного флиша. Обломочный материал поступал с поднятий, обрамлявших флишевый прогиб как с севера, так и с юга. В ааленском веке прогиб Горного Крыма подвергся сжатию, создавшему сложную складчатую структуру таврической серии, в его пределах

возникло несколько геоантиклинальных поднятий и обособились узкие остаточные прогибы. В средней юре в них возобновилось умеренное погружение, которое закончилось без инверсии их формы в разных прогибах разновремено — к концу средней или поздней юры или в раннем мелу. В основном в них накапливались терригенные, а в поздней юре — также карбонатные осадки. Единственная вспышка существенно основного магматизма в байосе явилась “отзвуком” грандиозного ареального вулканического процесса, проявившегося в самых различных зонах альпийского пояса — от Крыма до Восточного Закавказья. Фазы складчатых деформаций последовательно убывающей интенсивности на рубежах догтера и мальма, мальма и мела и в конце раннего мела завершили развитие геосинклинали Горного Крыма, на месте которой возникло небольшое складчатое сооружение.

С начала мела большая часть, а с середины мела — вся территория сооружения Горного Крыма, кроме Керченского прогиба, вплоть до позднего миоцена испытывала то слабое абсолютное, то относительное поднятие, то периодически покрываясь маломощными осадками, то превращаясь в отмель или плоский остров, тогда как севернее и южнее — в пределах Скифской плиты и Черноморской впадины — происходили более интенсивные опускания. Своеобразный режим развития области Горного Крыма на средней стадии альпийского цикла (в мелу—миоцене) называют квазиплатформенным, или геоантиклинальным. С конца миоцена и вплоть до современности одновременно с другими, позднее возникшими складчатыми сооружениями альпийского пояса северная часть Горного Крыма испытывала умеренное по амплитуде (до 1–1,5 км) воздымание в виде полусвода, ограниченного с юга ступенчатыми крутыми разломами или флексурами, а его южная часть, напротив, постепенно вовлекалась в опускание в составе северной краевой зоны Черноморской впадины.

Таким образом, складчатое сооружение Горного Крыма возникло в пределах северного участка Средиземноморского геосинклиналичного пояса, заложенного в среднем (?) рифее на древней континентальной коре, общей с Восточно-Европейской платформой. Судя по отсутствию пород офиолитовой ассоциации, ее деструкция на всем протяжении геосинклиналичного развития области Горного Крыма не доходила до полного разрушения и раздвига. Это развитие протекало полициклично в течение трех главных “циклов” — раннебайкальского, герцинского и альпийского. В альпийском “цикле” геосинклиналичный прогиб Горного Крыма располагался вблизи участка затухания в западном направлении боковой северной ветви геосинклиналичных прогибов Средиземноморского пояса. Вырожденный характер геосинклиналичного развития в альпийском “цикле” проявляется в том, что геосинклиналичное погружение происходило лишь на ранней стадии собственно геосинклиналичного этапа и уже в течение юры завершилось несколькими фазами позднекимерийской эпохи складчатости.

Ранне альпийский прогиб Горного Крыма стоит ближе к миогеосинклиналичным, чем мезогеосинклиналичным, прогибам, поскольку единственный эпизод относительно интенсивной магматической активности — в позднем байосе — был обусловлен тектономагматическими процессами, затронувшими Горный Крым вместе со многими другими зонами Средиземноморского пояса, где байосский вулканизм проявился гораздо интенсивнее. С вырожденным характером геосинклиналичного процесса в альпийском “цикле” связаны умерен-

ная интенсивность сжатия на его завершающих стадиях и отсутствие проявлений альпийского гранитоидного магматизма и существенной эндогенной минерализации.

Своеобразную особенность эволюции Горного Крыма представляет спокойный квазиplateформенный, или геoaнтиклинальный, режим тектонического сравнительного развития этого сооружения на протяжении мела-палеогена и начала неогена, т.е. эпохи, когда многие регионы Средиземноморского пояса (например, Карпаты, Большой Кавказ) проходили и завершили зрелую, или позднюю, стадию своего геосинклинального развития. Однако это сооружение не причленилось к Скифской плите и продолжало оставаться звеном Средиземноморского альпийского подвижного пояса, поскольку во второй половине неогена и антропогена, вместе с другими складчатыми сооружениями этого пояса, вступило в орогенный этап развития.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди видов минерального сырья Горного Крыма важнейшую роль играют осадочные оолитовые железные руды, состоящие из шамотита, лимонита и гидрогетита, с примесью марганца, которые приурочены к нижнеплиоценовым отложениям Керченского полуострова, накапливавшимся в заливах и проливах киммерийского озера-моря в условиях жаркого влажного климата. Руды залегают субгоризонтально в виде мощного (около 10 м) пласта, добываются в больших карьерах и по Азовскому морю направляются на металлургический завод в г. Мариуполь, где с использованием донецкого угля из них выплавляются чугун и сталь. Сидериты в породах таврической серии пока не получили применения. В известняках верхней юры отмечаются проявления бокситов, а в зонах дробления и разломов в породах таврической серии и средней юры — ртутной минерализации (киноварь). К майкопским и среднемиоценовым отложениям в антиклинальных складках Керченского полуострова приурочены мелкие месторождения нефти. В среднеюрских отложениях в верховьях р. Качи имеется небольшое Бешуйское месторождение бурого угля, разработка которого прекращена.

Соляные озера Керченского полуострова и Сивашская лагуна являются источниками для добычи различных солей. Верхнеюрские известняки (в районе Балаклавы) и ракушечники понтического яруса (на Керченском полуострове) используются в качестве флюсов для металлургического процесса, а эоценовые известняки и туфы (трассы) Карадага — как цементное сырье. Белые известняки датского яруса издавна разрабатываются как прекрасный стеновой и облицовочный камень. Для малоэтажного строительства используются пористые известняки-ракушечники верхнего миоцена (меотиса и понта), в частности на Керченском полуострове, а в качестве облицовочного камня — мраморизованные известняки верхней юры и порфириты из среднеюрских интрузивных тел ("алупкинский порфир"). В Горном Крыму (Феодосия, Ялта и др.) и на Керченском полуострове имеются месторождения минеральных и термальных вод. Еще более ценными для развития курортного дела являются ландшафтно-климатические условия Горного Крыма, позволившие превратить его в одну из главных здравниц страны.

Глубоководная котловина Черного моря почти со всех сторон обрамляется складчатыми горными сооружениями альпийского пояса - Крыма и Большого Кавказа на севере и северо-востоке, Балкан, Понта и Малого Кавказа на юго-западе, юге и юго-востоке. На востоке, сужаясь, она переходит в Рионскую межгорную впадину, а на северо-западе граничит с участками Мезийской и Скифской плит, выраженными в виде широкого шельфа. В рельефе Черноморской котловины четко различаются сравнительно узкие зоны крутых континен-

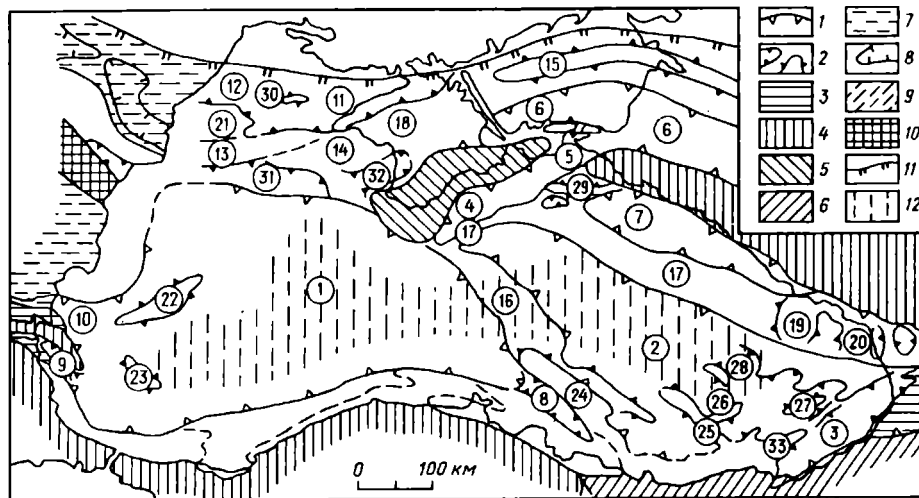


Рис. 17. Структурно-тектоническое районирование акватории Черного моря (по Д.А.Туголесову и др., 1985, с дополнениями):

1 - контуры крупных палеогеновых впадин и прогибов; 2 - контуры второстепенных поднятий и впадин; 3 - палеоцен-эоценовые прогибы Аджаро-Триалет и Балкан; 4 - складчатые сооружения Большого Кавказа, Западного Понта и Балкан; 5 - Крымский мегантиклинорий; 6 - сооружение Восточного Понта; 7 - палеозойско-мезозойский чехол Мезийской плиты и Преддобруджинского прогиба; 8 - контуры юрских впадин в Преддобруджинском прогибе; 9 - складчатый палеозой и триас Северной Добруджи и Припрутского выступа; 10 - рифейский горст Центральной Добруджи; 11 - южная граница древней Восточно-Европейской платформы; 12 - область предполагаемого отсутствия геофизического "гранитного слоя" (по Ю.П.Непрочнову и др.).

Цифры в кружках - номера структурных элементов. Впадины: 1 - Западно-Черноморская, 2 - Восточно-Черноморская; прогибы: 3 - Гурийский, 4 - Сорокина, 5 - Керченско-Таманский, 6 - Индоло-Кубанский, 7 - Туапсинский, 8 - Синопийский, 9 - Бургасский, 10 - Нижнекамчийский, 11 - Каркнитский, 12 - Крыловский; вали: 13 - Губкина, 14 - Каламитский, 15 - Азовский, 16 - Андрусова, 17 - Шатского, 18 - Северо-Крымский, 19 - Гудаутский, 20 - Очамчирский; поднятия: 21 - Килийское, 22 - Полшкова, 23 - Дружба, 24 - Архангельского, 25 - Муратова, 26 - Чихачева, 27 - Джанелидзе, 28 - Страхова, 29 - Барьерное, 30 - Голицына, 31 - краевая ступень; 32 - Альминская впадина; 33 - Трабзонский выступ

тальных склонов, местами ступенчатых или осложненных подводными хребтами, и занимающая ее большую внутреннюю часть плоская аккумулятивная равнина с глубиной 2,1 км. Периферические зоны Черноморской депрессии представляют погруженные, главным образом на поздних стадиях альпийского цикла, участки окаймляющих ее мезозойских (Горный Крым) и кайнозойских складчатых сооружений, частично прикрытых относительно маломощными осадками, а центральная часть — внутреннюю впадину, испытавшую в плиоцене-антропогене глубокое некомпенсированное опускание (рис.17).

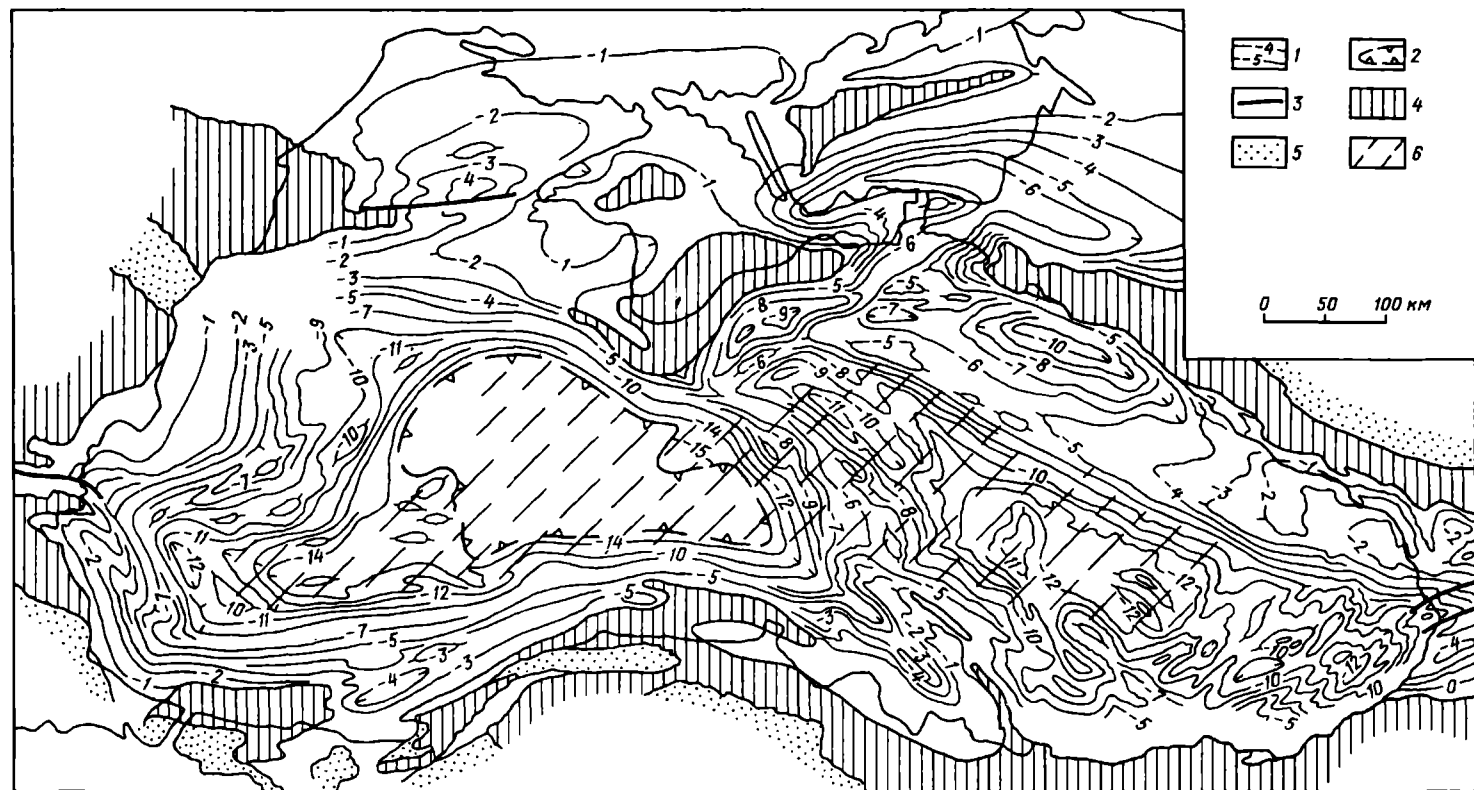


Рис. 18. Структурная карта Черного моря по поверхности мезозоя (отражающий горизонт Ш,Н), по Д.А.Туголесову и др., 1985, и область предполагаемого отсутствия геофизического "гранитного слоя", согласно альтернативным представлениям Ю.П.Непрочнова и других исследователей:

1 - изогипсы поверхности мезозоя, км; 2 - акватория, в которой отражения от поверхности мезозоя не получены; 3 - линии разломов; 4 - породы мезозоя, выходящие на поверхность или перекрытые мало мощным чехлом; 5 - выходы домезозойских пород; 6 - области предполагаемого отсутствия "гранитного слоя" коры (по Ю.П.Непрочнову и др.)

Тектоническая природа и история Черноморской впадины обсуждаются давно, но остаются недостаточно выясненными. Почти 100 лет назад Э.Зюсс, исходя из "обтекания" ее складчатыми сооружениями, высказал мысль о существовании под ней срединного массива ("Понтиды"), погружение которого, по мнению некоторых исследователей, произошло геологически недавно. А.Д.Архангельский, напротив, рассматривал эту впадину в качестве современной геосинклинали, М.В.Муратов — как геосинклинальный прогиб, существующий по крайней мере с позднего мела. Проведенное в 50-х годах Ю.П.Непрочновым ГСЗ и последующие сейсмические исследования показали, что кора во внутренней части впадины сокращается до 20–25 км, имеет субокеаническое строение и состоит из очень мощной (до 10–15 км) субгоризонтально залегающей осадочной толщи, в которой скорости сейсмических волн постепенно возрастают вниз по разрезу, и подстилающего ее "базальтового слоя" со скоростями продольных волн 6,5–7 км/с; "гранитно-метаморфический слой" выклинивается на границе периферических зон и внутренней части впадины (см. рис.16). Разрез ее осадочной толщи включает антропоген (около 1 км по данным бурения с судна "Гломар Челленджер"), неоген и олигоцен, а ее нижняя часть, по мнению ряда исследователей, отвечает нижнему палеогену, мезозою и, возможно, палеозою (рис.18 и 19).

В отличие от сейсмичных краевых зон внутренняя часть впадины асейсмична, характеризуется пониженной плотностью теплового потока и полным

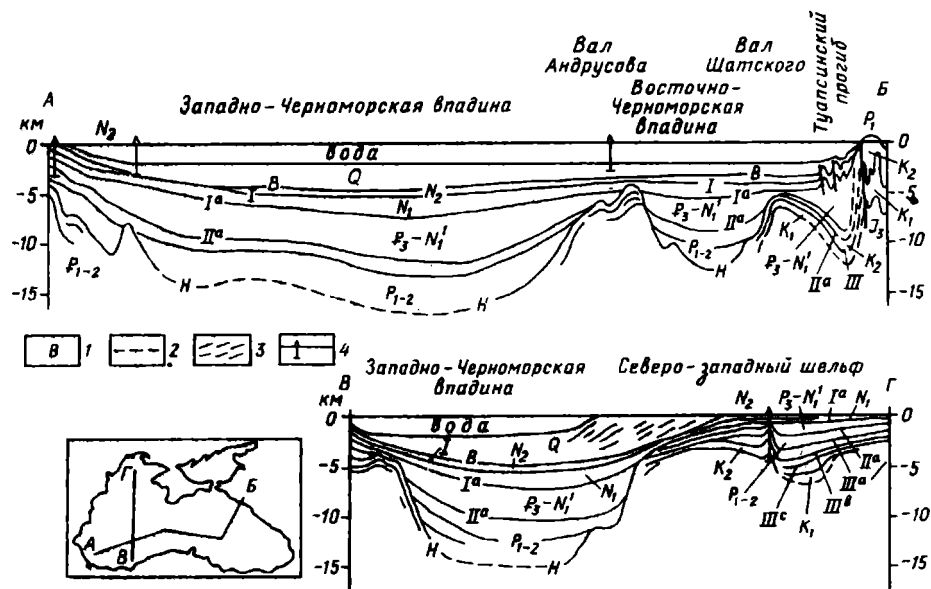


Рис. 19. Схематические сейсмостратиграфические разрезы Черноморской впадины. По Д.А.Туголесову и др., 1985 (горизонтальный масштаб в 12,5 раз мельче вертикального):

1 - опорные отражающие горизонты; 2 - предполагаемое продолжение отражающих горизонтов или границ между разновозрастными толщами; 3 - макрослоистая толща дельты палео-Дуная; 4 - скважины. По мнению ряда исследователей, сейсмический горизонт Н отвечает не подошве палеогена (кровле мела), а подошве всей осадочной толщи (в Западно- и Восточно-Черноморских впадинах - кровле сейсмического "базальтового слоя"), а осадочная толща до границы Н включает не только кайнозой, но и мезозой, а возможно, и палеозой (см. рис.18)

отсутствием проявлений новейшего вулканизма (в том числе грязевого). Установленный по геофизическим данным субокеанический характер строения коры Черноморской впадины породил разные предположения о ее возможном происхождении и возрасте.

1. Впадина представляет реликт очень древней коры океанического типа, существующей, возможно, со времени заложения Средиземноморского геосинклинального пояса (А.В.Пейве и др.).

2. Впадина имеет рифтовое происхождение и образовалась в результате раздвига континентальной коры в конце мезозоя или палеогене (Ш.А.Адамия, И.П.Гамкрелидзе, А.Е.Михайлов и др.).

3. Впадина образовалась в результате глубокого опускания древнего массива, сопровождавшегося изменением физических свойств континентальной коры и верхней части мантии в связи с их вещественными или фазовыми преобразованиями — базификацией (В.В.Белоусов) или эклогитизацией (Е.В.Артюшков, А.Л.Явшин, А.Е.Шлезингер).

Предположению о реликтовом происхождении Черноморской впадины противоречит то, что она (как и Южно-Каспийская) лежит в единой продольной зоне с блоками, обладающими древней (докембрийской) континентальной корой (Мезийским, Грузинским и др.). Предположению о ее рифтогенной природе противоречат огромная мощность осадочной толщи и несомненное присутствие меловых отложений в разрезе впадины, низкий тепловой поток, отсутствие признаков рифта в морфологии дна, структуре осадочной толщи и рисунке магнитного поля, в целом довольно спокойного, с отдельными линейными аномалиями субмеридионального и северо-западного простирания.

Наиболее вероятной представляется идея о возникновении внутренней части Черноморской впадины на месте древнего массива с допалеозойской (а может быть, и дорифейской) континентальной корой, переходящего к северо-западу в Мезийскую плиту, а к востоку — в Грузинский срединный массив. Погружение Черноморского массива (если судить по аналогии с Мезийским блоком), возможно, началось еще в палеозое, продолжалось в мезозое и усилилось в позднем кайнозое, когда в него были вовлечены и смежные участки альпийских эпигеосинклинальных горных сооружений. В процессе опускания дна впадины, по-видимому, происходили структурно-вещественные и фазовые (?) преобразования консолидированной части ее коры и верхов мантии, но характер их остается неясным. Обращает на себя внимание сходство глубинного строения внутренних частей Черноморской впадины с Прикаспийской и Южно-Каспийской, что позволяет предполагать общность их происхождения.

Отметим выяснившуюся при бурении первых сверхглубоких скважин ошибочность принимавшегося до последнего времени формального отождествления высокоскоростных комплексов в коре континентов с “базальтовым слоем”; в разрезе Кольского СГС последний оказался представленным гнейсовым комплексом архея, а в разрезе Саатлинской СГС в Куринской впадине — мощной толщей среднеюрских порфириров. Некоторые исследователи Черноморской впадины (Д.А.Туголесов) также допускают, что кровля “базальтового слоя” в ее внутренней части может отвечать поверхности плотных верхнемеловых известняков. Наконец, следует указать, что при переинтерпретации данных ГСЗ в средней части Черноморской впадины, к югу от Крыма, в составе верхней части комплекса, выделявшегося в качестве “базальтового слоя”, было установлено присутствие маломощного “гранитного слоя”. Таким образом, пробле-

ма глубинного строения Черноморской впадины, ее происхождения и возраста остается дискуссионной и нуждается в проведении дополнительных исследований.

#### КАВКАЗСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Кавказская область является единственным сегментом альпийского Средиземноморского пояса, большая часть которого попадает в пределы СССР. Этим определяется важнейшее значение Кавказа для советских геологов как естественного полигона для изучения строения и развития альпийского пояса, и не случайно, что на кавказском материале был выработан ряд методов тектонических исследований и установлены важные закономерности геосинклинального процесса. Кроме того, изучение геологии Кавказа имеет большое практическое значение в связи с богатством этого региона разнообразными видами минерального и энергетического сырья.

Главную роль в рельефе Кавказа играют прямолинейно вытянутое в восток-юго-восточном направлении высокогорное сооружение Большого Кавказа длиной 1200 км и шириной 100–200 км и дугообразно выпуклое к северу среднегорное, с отдельными участками высокогорий сооружение Малого Кавказа длиной до 600 км при ширине 200–250 км, переходящее к западу в хребты Восточного Понта, а к востоку — Кубадага, Талыша и Эльбурса. Если на Большом Кавказе выделяются Главный водораздельный хребет высотой до 4–5 км и даже до 5,6 км (Эльбрус) и ряд более низких, приблизительно параллельных ему хребтов на северном и южном его склонах, то на Малом Кавказе имеется ряд более или менее близких по размерам хребтов высотой 2–4 км, а в осевой его зоне располагается несколько внутригорных котловин, крупнейшую из которых занимает высокогорное озеро Севан с зеркалом на высоте 1,9 км. Сооружения Большого и Малого Кавказа обрамляются и разделяются зонами Предкавказских, Закавказских депрессий и Среднеараксинской котловины. Главный водораздел Кавказской области — между Черным и Каспийским морями — пересекает ее в субмеридиональном направлении. Он проходит через Ставропольскую возвышенность в Центральном Предкавказье, разделяющую бассейны рек Кубани на западе и Терека на востоке, через район вулкана Эльбрус на Большом Кавказе, а в Закавказье — через невысокий Лихский, или Сурамский, хребет, разделяющий небольшую Рионскую, или Колхидскую, низменность на западе и обширную Куринскую депрессию, состоящую из ряда котловин и низкогорных гряд, — на востоке. Котловина среднего течения р. Аракса отделяет Малый Кавказ от прилегающих с юга горных массивов Турции и Ирана, а Нижнеараксинская низменность — от хребтов Карадага и Талыша на юго-востоке.

Основоположником геологического изучения Кавказа, начатого в середине XIX в., является Г.Абих. В конце XIX в. к исследованию вулканизма Кавказа приступает Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, а неогена Кавказской области — Н.И.Андрусов. В начале XX в. в разных районах Кавказа начинаются работы геологов Геолкома, наиболее широко развернувшиеся после революции: А.П.Герасимова, основавшего блестящую школу исследователей Кавказа, К.И.Богдановича, Д.В.Голубятникова, В.П.Ренгартена, А.Л.Рейнгарда, В.Н.Робинсона, а несколько позднее — И.М.Губкина, К.Н.Паффенгольца, И.Г.Кузнецова, Л.А.Варданянца и др. Их классические работы заложили основы современных



представлений о геологии Кавказа. В предвоенные годы В.В.Белоусов на материале Большого Кавказа разрабатывает методы анализа фаций и мощностей и формулирует ряд закономерностей геосинклинального процесса. Н.Б.Вассоевич изучает структуру южного склона Большого Кавказа и строение флишевой формации. Крупным шагом в изучении региональной геологии и тектонического развития Кавказа явились исследования В.Е.Хаина. В послевоенный период сложились крупные геологические центры и школы исследователей Кавказа в Грузии (А.И.Джанелидзе, П.Д.Гамкрелидзе, Г.С.Дзоценидзе, Г.А.Твалчрелидзе), Армении (А.Т.Асланян, А.А.Габриелян и др.), Азербайджана (Ш.А.Азизбеков, М.А.Кашкай, Э.Ш.Шихалибейли), на Северном Кавказе и в Москве (М.В.Муратов, В.Е.Хайн, Г.Д.Ажгирей, Е.Е.Милановский, А.А.Белов, А.Л.Книппер, Н.В.Короновский, М.Г.Ломизе, Д.И.Панов), внесшие значительный вклад в познание геологического строения и развития Кавказской области.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В тектоническом строении Кавказской альпийской складчатой области, прилегающей с юга к Скифской молодой плите, выделяются 5 главных продольных зон, совпадающих с основными орографическими элементами: зона Предкавказских краевых прогибов, складчатое сооружение (мегантклинорий) Большого Кавказа, зона Закавказских срединных массивов и межгорных впадин, складчатое сооружение (мегантклинорий) Малого Кавказа и Среднеараксинский межгорный прогиб (рис.20). В структуре Кавказа отчетливо выражена также поперечная зональность, проявляющаяся в наличии субмеридиональной зоны Транскавказского поперечного поднятия, пересекающей все продольные зоны, и нескольких параллельных ей поперечных ступеней, последовательно понижающихся к западу и востоку от нее.

*Зона Предкавказских позднеальпийских краевых прогибов* состоит из Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, разделенных небольшой Минераловодской седловиной, лежащей на оси Транскавказского поперечного поднятия. Краевые прогибы, выполненные мощными глинистыми толщами олигоцен-нижнемиоценовой майкопской серии и вышележащими молассовыми терригенными отложениями миоцена, плиоцена и антропогена, асимметричны в поперечном сечении. Их широкие, пологие северные крылья наложены на южные участки Скифской плиты с мезозойско-палеогеновым чехлом, а более узкие и крутые южные крылья частично наследуют самые северные участки мезозойской геосинклинали Большого Кавказа. В отличие от большинства краевых прогибов переход от Предкавказских прогибов к сооружению Большого Кавказа происходит плавно, и оно почти нигде не надвигается на них (рис.21). Общая мощность мезокайнозойского комплекса в осевых частях Предкавказских прогибов по геофизическим данным достигает 10–15 км.

Западный участок Индоло-Кубанского прогиба граничит на юге с Керченско-Таманской зоной поперечного погружения. В строении собственно Кубанского прогиба различаются два поперечных участка, граничащих на юге с северо-западным и центральным сегментами Большого Кавказа: относительно широкий и глубокий, длительно погружавшийся Западно-Кубанский и лежащий в полосе Транскавказского поперечного поднятия более узкий, менее глубокий, закончивший свое развитие в конце миоцена Восточно-Кубанский.

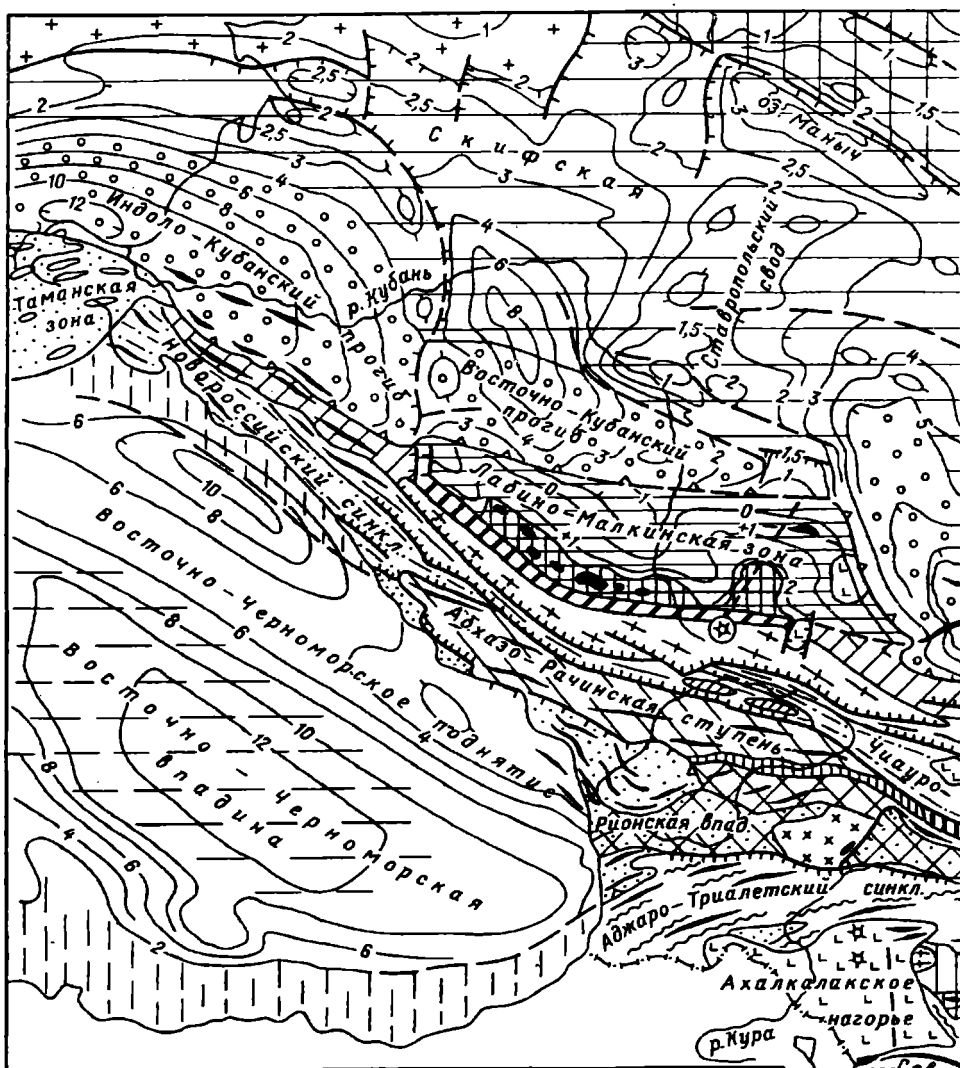
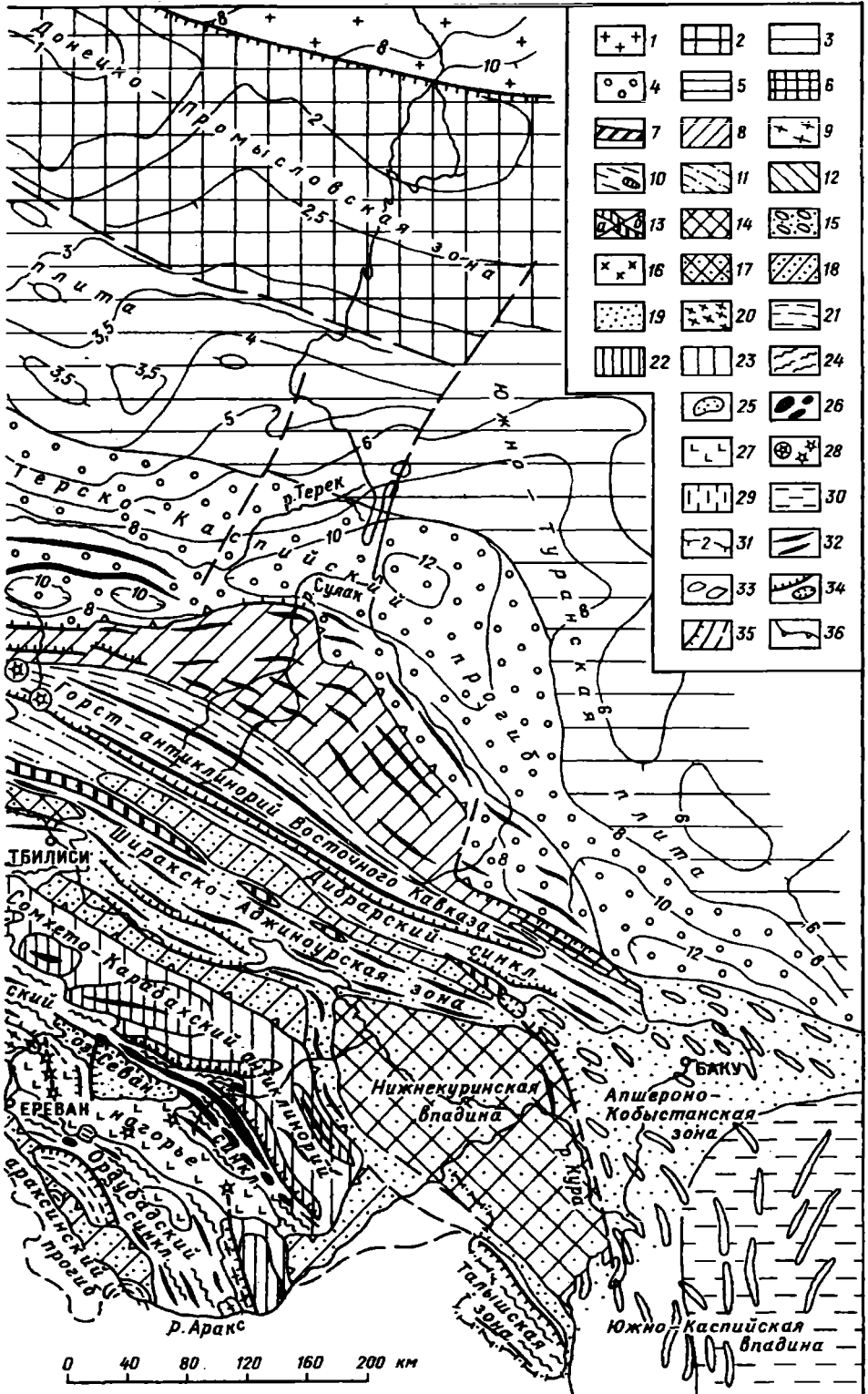


Рис. 20. Схематическая тектоническая карта Кавказа:

1 - древняя Восточно-Европейская платформа; 2 - Донецко-Североустор-тская метаплатформенная область: Донецко-Промысловская алакагеосинклинальная складчатая зона под мезокайнозойским плитным чехлом; 3 - Скифская и Южно-Туранская эпипалеозойские плиты; 4 - Предкавказские позднеальпийские краевые прогибы, выполненные неоген-четвертичными молассаами; 5-15 - альпийский мегантиклинорий Большого Кавказа; 5-6 - Лабинско-Малкинская зона (вовлеченный в воздымание центрального сегмента Большого Кавказа южный участок Скифской плиты); 5 - пологомоноклиальный юрско-палеогеновый чехол (Северо-Кавказская моноклираль); 6 - выступы палеозойского складчатого фундамента (поднятия Передового хребта); 7 - Тырнауз-Пшекишская шовная зона, сложенная палеозоем и юрой (северная граница альпийской геосинклина-ли Большого Кавказа); 8 - северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, сложенное умеренно смятым мезозоем; 9 - горст-антиклинорий Центрального Кавказа, сложенный метаморфитами позднего протерозоя и




В западной части Кубанского прогиба имеется погребенная Краснодарская антиклинальная зона, аналогичная Терской и Сунженской (см. ниже). Терско-Каспийский прогиб отличается от Индоло-Кубанского большей протяженностью, шириной и сложностью строения. В приосевой зоне его западной части выделяются две узкие продольные антиклинальные зоны - Терская и Сунженская, выраженные в рельефе низкогорными хребтами. Структура отложений мальма-эоцена более сложна и дисгармонична по отношению к структуре согласно перекрывающих их майкопских и неогеновых образований. В домезозойском фундаменте эти зоны, по-видимому, контролируются продольными глубинными разломами. Их восточным продолжением является зона третичных складок Дагестана, прижатая к южному борту краевого прогиба. Еще далее к юго-востоку строение его южного крыла осложняет Кусарская предгорная впадина, вдающаяся в виде прямого угла в северное крыло сооружения Большого Кавказа.

Минераловодская седловина сложена очень полого залегающими палеогеновыми отложениями. В ее восточной части они прорваны рядом небольших позднемиоценовых гипабиссальных интрузий типа магматических диапиров, лакколитов и криптолакколитов граносиенит-порфиоров (Бештау, Машук, Змейка и др.); к ним приурочены многочисленные минеральные источники.

*Складчатое сооружение Большого Кавказа* возникло в пределах той же боковой ветви альпийского пояса, что и сооружение Горного Крыма, но здесь эта ветвь обладала большей шириной и глубиной, и ее геосинклинальное развитие протекало более сложно и длительно. Это сооружение представляет собой крупный асимметричный мегантиклинорий с отчетливо выраженным ядром, относительно просто построенным северным крылом и сильно смятым, опрокинутым и надвинутым к югу южным (см. рис.21). По простираению оно распадается на несколько сегментов, различающихся по ширине, высоте современного рельефа, гипсометрическому положению крови доальпийского фундамента и особенностями структуры. Наиболее приподнят и широк (до 200 км) Центральный сегмент (между 40 и 44° в.д.), лежащий в полосе Транскавказского поперечного поднятия. В нем, как в ядре, так и на ряде участков обоих крыльев складчатого сооружения, выступает на поверхность домезозойский фундамент. На западе он граничит с более узким (50-60 км) и менее орографически и тектонически приподнятым северо-западным сегментом, а последний — с Керченско-Таманской зоной поперечного погружения, отделяющей Большой Кав-

---

палеозоя и герциническими гранитоидами; 10 - интенсивно складчатые зоны осевой части и южного крыла мегантиклинория (в том числе инверсионные антиклинории), сложенные мощными существенно сланцевыми слабометаморфизованными толщами лейаса-аалена и выступы сланцевого палеозоя в них; 11 - синклинии южного крыла мегантиклинория, выполненные изоклинально-складчатым флишем мальма, мела и палеоэоцена-эоэоцена; 12 - антиклинории и ступени южного крыла мегантиклинория, сложенные умеренно смятым нефлишевым мезозоем; 13 - Кахетино-Лечхумская шовная зона (южная граница альпийской геосинклинали Большого Кавказа: *a* - прогибы; *b* - поднятия); 14 - Окрибо-Сачхерская зона (сложенный брахискладчатым мезозоем участок Грузинского срединного массива, вовлеченный в поднятие южного крыла центрального сегмента Большого Кавказа); 15 - брахискладчатые зоны периклинальных погружений Большого Кавказа, сложенные мощными существенно глинистыми кайнозойскими отложениями с проявлениями грязевого вулканизма; 16-19 - Закавказская и Среднеараксинская межгорные депрессионные зоны, в основном выполненные кайнозойскими молассаами; 16 - Дзирульский выступ протерозойско-палеозойского фундамента Грузинского срединного массива; 17 - участки позднекайнозойских межгорных впадин, наложенные на срединные массивы; 18 - то же, наложенные на фланги альпийских мегантиклинориев; 19 - зоны межгорных впадин, испытывавшие в кайнозое длительное и глубокое

каз от сооружения Горного Крыма. На востоке Центральный сегмент отделяется пережимом от широкого (до 150 км), но тектонически менее приподнятого Восточного сегмента (в его ядре обнажается нижняя юра), а последний — от узкого (около 50 км) короткого и еще менее приподнятого Юго-Восточного сегмента, по особенностям структуры и рельефа сходного с Северо-Западным. Еще восточнее располагается Апшероно-Прибалханская зона поперечного погружения, отделяющая Большой Кавказ от сооружения Копетдага; она отличается от родственной ей Керченско-Таманской зоны значительно большей протяженностью (до 400 км).

Роль ядра в центральном сегменте играет параллелепипедальный блок, сложенный гнейсами и метаморфическими сланцами протерозойско-среднепалеозойского возраста и верхнепалеозойскими мигматитами и гранитами, — горст-антиклинорий Главного хребта, возникший в пределах северного крыла мезозойской геосинклинали. Несколько узких, скошенных к югу грабен-синклиналей, выполненных аспидными сланцами лейаса, разделяют его на более мелкие блоки. Узкая, ограниченная крутыми разломами Тырнаузская шовная зона, служившая в мезозое северной границей геосинклинали Большого Кавказа, отделяет ядро Центрального Кавказа от его северного крыла — Лабино-Малкинской зоны. В альпийской структуре ее широкая северная часть выражена в виде пологой (10–20°) моноклинали с типично куэстовым рельефом, сложенной толщами юры, мела и палеогена платформенного типа мощностью 2–3 км, несогласно залегающими на байкало-салаирском и герцинском фундаменте, а более узкая южная — в виде выступа доюрского складчатого основания Передового хребта.

Лабино-Малкинская зона представляет собой южный участок Скифской плиты, в конце кайнозоя вовлеченный в сводовое воздымание Центрального Кавказа. Но в герцинском цикле в ее южной части (в Передовом хребте) располагалась одна из главных эвгеосинклинальных зон Средиземноморского пояса. Она сложена среднепалеозойскими вулкано-сланцевыми толщами, тектонически перекрытыми офиолитовой пластиной, по-видимому, перемещенной с юга и деформированной вместе с ними в раннем карбоне — в судетскую фазу (рис.22). В орогенном этапе герцинского цикла эти образования были частично погребены под позднепалеозойскими молассами, выполняющими несколько глубоких межгорных впадин. К северу от синклинория Передового

---

погружение, завершившееся складчатостью и инверсионным воздыманием; 20-25 - альпийский мегантиклинорий Малого Кавказа; 20 - антиклинории, в основном сложенные метаморфизованным верхним протерозоем—нижним палеозоем; 21 - то же, средним—верхним палеозоем и триасом; 22 - антиклинории, в основном сложенные вулканогенными юрой и мелом - внутренние поднятия; 23 - то же, частные прогибы; 24 - синклинории, в основном выполненные терригенно-вулканогенными образованиями мела и палеогена; 25 - внутригорные впадины в них, выполненные олигоценом, неогеном и антропогеном; 26 - офиолитовые комплексы и гипербазитовые массивы (нижне-среднепалеозойские в Лабино-Малкинской зоне и на Дзирульском выступе, мезозойские на Малом Кавказе); 27 - пологозалегающие покровы неоген-антропогеновых наземных вулканитов на Большом и Малом Кавказе; 28 - некоторые плиоценовые и антропогеновые вулканы; 29 - участки мегантиклинориев, втянутые в погружение Черноморской впадины; 30 - глубоководные внутренние участки Черноморской и Южно-Каспийской впадин, лишенные геофизического "гранитного слоя"; 31 - стратоизогипсы кровли палеозойского и допалеозойского фундамента в различных зонах; 32 - оси крупных линейных антиклинальных складок и антиклинориев; 33 - пологие брахиантиклинальные структуры; 34 - пологие надвиги и аллохтонные пластины; 35 - крутые разломы и флексуры; 36 - границы мегантиклинориев с краевыми прогибами и межгорными впадинами

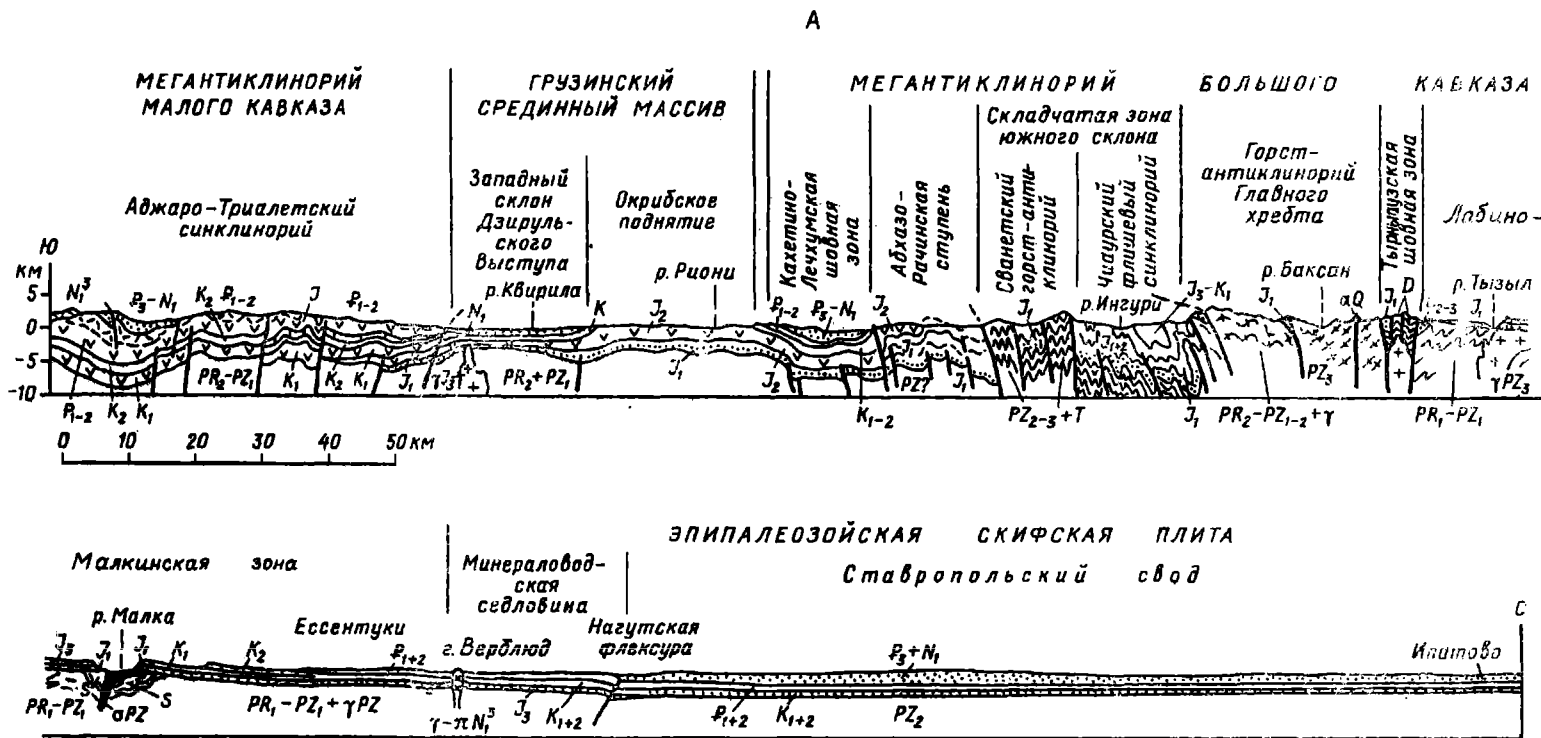
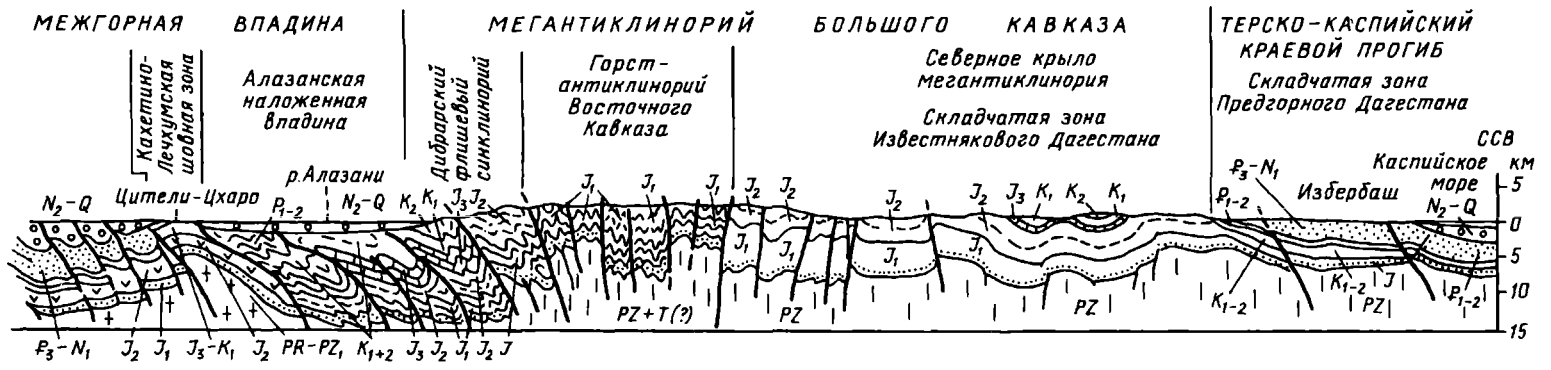
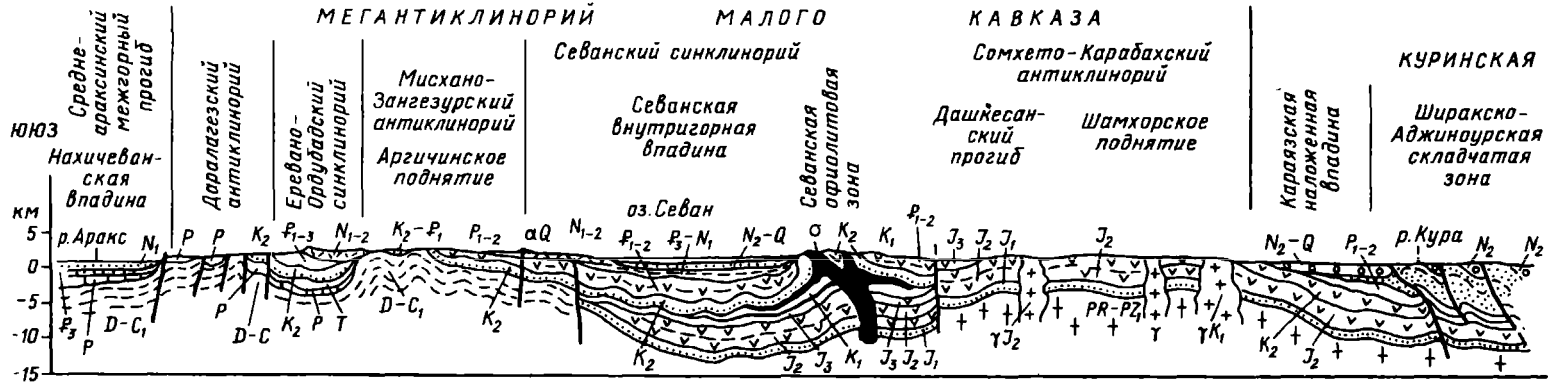


Рис. 21. Геологические разрезы Кавказской складчатой области







хребта в структуре домезозойского основания выделяется Бечасынский антиклинорий, осложненный небольшим Хасаутским синклинирием.

Горст-антиклинорий Главного хребта надвинут к югу на складчатую зону южного склона по поверхности так называемого Главного надвига, к югу от Эльбруса переходящего в тектонический покров. Эта зона возникла на месте осевой зоны мезозойской геосинклинали Большого Кавказа, унаследовавшей многогеосинклинальный прогиб герцинского цикла. Она сложена мощными сланцевыми толщами лейаса-догтера, перекрытыми флишевым комплексом мальмского и мелового возраста, смятым в сильно сжатые, опрокинутые к югу, осложненные надвигами складки. В узком Сванетском антиклинории из-под них выступают карбонатно-сланцевые толщи среднего и верхнего палеозоя.

Южнее простирается Абхазо-Рачинская зона, возникшая на южном крыле мезозойской геосинклинали. Она сложена терригенными толщами лейаса и вулканогенными и угленосными — догтера, прорванными предмальмскими гранитоидами и несогласно перекрытыми существенно карбонатными отложениями мальма и мела, смятыми в относительно простые крупные складки. С юга ее ограничивает Лечхумская шовная зона, выраженная узкой Рача-Лечхумской грабен-синклиналью, выполненной породами мальма, мела и палеогена. Она возникла на месте шва, ограничивавшего альпийскую геосинклиналь Большого Кавказа с юга. В поднятие Центрального Кавказа вовлечен также участок Грузинского срединного массива — Окрибо-Сачхерская зона, сложенная породами юры и мела, смятыми в брахиморфные складки. К восточной части Транскавказского поперечного поднятия приурочены области проявлений новейшего магматизма — Эльбрусская, вулканические центры, покровы и интрузивные тела которой расположены в пределах зон Главного хребта, Тырнаузской, Лабино-Малкинской и Минераловодской седловины, и Казбекская, вулканы которой размещены в полосе сочленения Центрального и Восточного Кавказа, в зонах Главного хребта и южного склона.

К западу и востоку от Центрального сегмента сооружение Большого Кавказа сильно сужается, выступ палеозойского фундамента зоны Главного хребта погружается, а продолжения северных зон (Лабино-Малкинской и Тырнаузской) скрываются под молассами краевых прогибов. В Северо-Западном сегменте, отделенном от Центрального Пшехско-Адлерской зоной поперечных глубинных разломов, роль осевой зоны мегантиклинория приобретает сложенный лейасом и ааленом Гойтхский антиклинорий, возникший на западном продолжении северной части зоны южного склона. К северу от него простирается Абино-Гунайский синклинирий, образованный флишоидными отложениями мальма-эоцена, смятыми в гребневидные складки, а южное крыло сооружения выражено Новороссийским синклинирием. Он выполнен мощными толщами мелового-эоценового флиша, смятыми в опрокинутые к югу мелкие складки, осложненные надвигами, переходящими в небольшие покровы. Южная часть этого синклиниория косо срезается берегом Черного моря и по сейсмическим данным прослеживается на его дне. Постепенно сужаясь и снижаясь к западу, сооружение Северо-Западного Кавказа в районе Анапы резко погружается под неоген-четвертичные молассы Керченско-Таманской зоны поперечного опускания.

Переход от Центрального сегмента к Восточному выражен локальным сужением мегантиклинория в районе Военно-Грузинской дороги. Роль северного крыла в Восточном сегменте принадлежит зоне известнякового Дагестана,

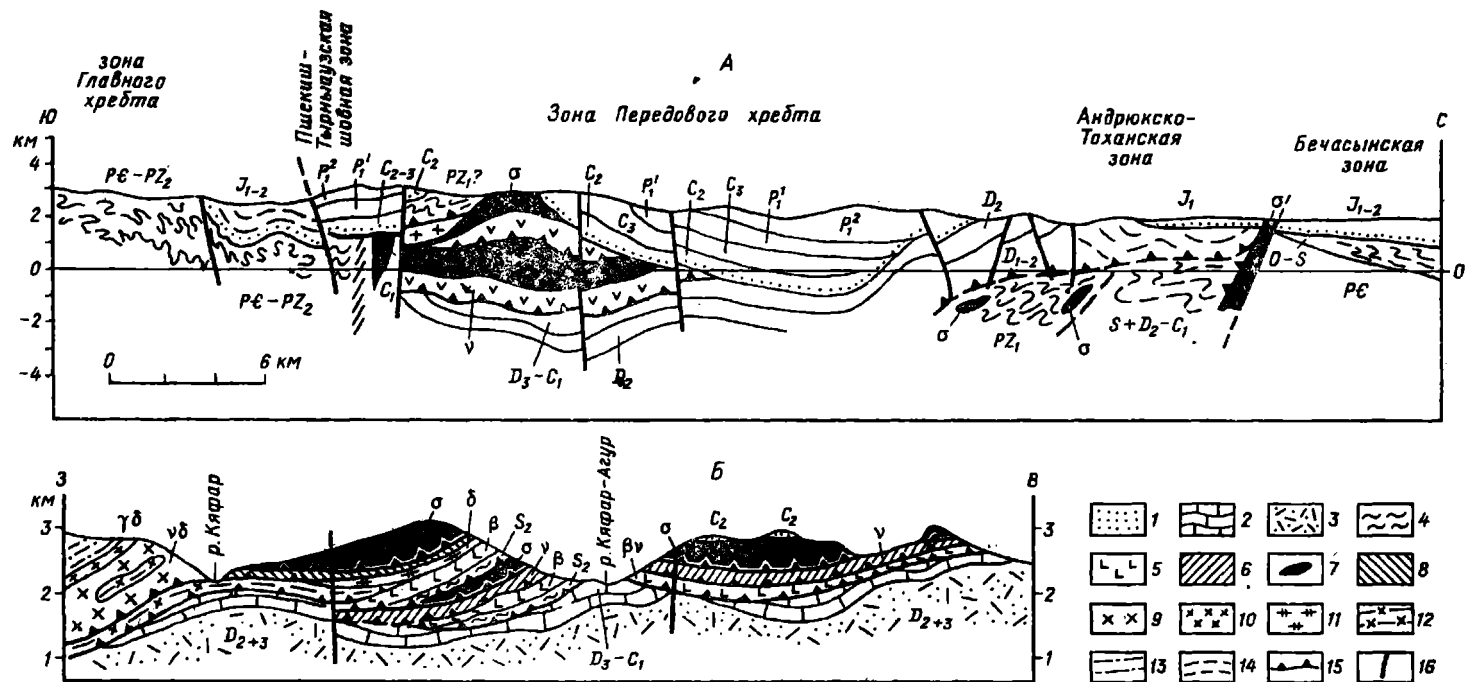


Рис. 22. Поперечный А и продольный Б геологические разрезы через средний участок зоны Передового хребта Большого Кавказа (по Е.В.Жаину, 1979).

Условные знаки к разрезу Б: 1 - средний карбон; 2 - фаменский-турнейский ярусы - известняки, филлиты и зеленые сланцы; 3 - средний-верхний девон - туфокогломераты и туфы; 4 - силур (?); тебердинская свита - зеленые сланцы и филлиты; 5 - базальтовые порфириды, спилиты, диабазы; 6 - габброиды; 7 - серпентинизированные гипербазиты; 8 - амфиболиты; 9 - габбро-диориты; 10 - тоналиты; 11 - сиенит-диориты; 12 - двуслюдяные гранат-кварц-плаггиоклазовые сланцы; 13 - двуслюдяные гранат-ставролитовые, гранат-амфиболовые сланцы; 14 - биотитовые гнейсы; 15 - пологие надвижки; 16 - крутые разломы

лежащей на восточном продолжении горст-антиклинория Центрального Кавказа и в основном сложенной существенно карбонатными образованиями мала и мела, смятыми в крупные коробчатые ундулирующие складки. Роль осевого поднятия играет горст-антиклинорий Восточного Кавказа — сильно расширившееся к востоку продолжение зоны южного склона Центрального Кавказа, сложенное мешными существенно сланцевыми толщами лейаса, смятыми в сжатые (до изоклинальных) складки. Южное крыло сооружения образует Чиауро-Дибрарский флишевый синклинорий, по своему тектоническому положению, разрезу и асимметричной, опрокинутой и надвинутой к югу структуре аналогичный Новороссийскому. Значительная часть его, так же как и обрамляющей его с юга Кахетинско-Вандамской шовой зоны (восточного продолжения Лечхумской), скрыта под наложенной Алазанской межгорной впадиной.

Узкий Юго-Восточный сегмент отделяется от Восточного зоной поперечного Самурского глубинного разлома; к востоку от него большая часть северного крыла Большого Кавказа скрывается под Кусарской предгорной впадиной. Отделенное от нее Сиазанским разломом узкое северное крыло сооружения Юго-Восточного Кавказа выражено Бешбармакским антиклинорием и Хизинским синклинорием, погружающееся к востоку продолжение осевого поднятия Восточного Кавказа — Тфанским антиклинорием, а южное крыло образуют продолжения Чиауро-Дибрарского флишевого синклинория и Вандамской шовой зоны, в которых установлено несколько тектонических покровов.

Западнее Баку складчатые зоны Юго-Восточного сегмента скрываются под водами Каспия и погружаются под мощный комплекс неоген-четвертичных моласс Апшероно-Кобыстанской зоны периклинального окончания Большого Кавказа — западного участка Апшероно-Прибалханской зоны поперечного погружения. Для нее характерны гребневидные, брахиморфные, часто диапиродные складки, веерообразно расходящиеся к юго-востоку, и широкое развитие грязевого вулканизма.

Между сооружениями Большого и Малого Кавказа простирается *зона Закавказских срединных массивов и межгорных впадин*, лежащая в одной полосе с Черноморской и Южно-Каспийской впадинами. Главными элементами ее позднеальпийской структуры являются межгорные впадины, выполненные мощными неоген-четвертичными молассами. — Рионская, расширяющаяся и углубляющаяся в сторону Черноморской котловины, и значительно более широкая, глубокая и сложно устроенная Журинская, а также разделяющий их Дзирульский выступ домезозойского фундамента, лежащий в наиболее приподнятой восточной части зоны Транскавказского поперечного поднятия. Фундамент Дзирульского выступа сложен в основном метаморфическими породами верхнего докембрия, а также верхнепалеозойскими вулканитами и гранитоидами. В нем имеется также узкая зона развития сильно тектонизированных палеозойских пород, в том числе офиолитов.

В течение собственно геосинклинального этапа альпийского цикла на месте Закавказской зоны располагался срединный массив с байкальским (?) фундаментом, унаследовавший северную, приподнятую зону южного (гондванского) обрамления герцинской геосинклинальной области, либо два самостоятельных массива — Грузинский и Азербайджанский. Большая часть их территории испытала в орогенном этапе альпийского цикла глубокое погружение. На месте Грузинского массива ("Грузинской глыбы") возникли Рион-

ская впадина и самая западная часть Куринской впадины, разделенные остаточным Дзирульским поднятием, на месте Азербайджанского — большая восточная часть последней. В Рионской впадине выделяются прилегающие к сооружению Большого и Малого Кавказа периферические складчатые зоны и слабдеформированная внутренняя зона, вовлеченная в погружение позднее. Метаморфический фундамент Дзирульского выступа покрыт чехлом юрских, верхнемеловых и олигоцен—миоценовых образований. Большая их часть, кроме порфиритовой толщи байоса, выражена маломощными мелководными осадками.

В строении Куринской впадины выделяются три сегмента. Западный сегмент выражен узкой и сравнительно неглубокой Верхнекуруинской впадиной, наложенной на восточный участок Грузинского массива. В более широком среднем сегменте различаются три зоны. Внутренняя, Ширакско—Аджиноурская, зона образовалась на месте глубокого кайнозойского прогиба, выполненного мощными олигоценовыми и неогеновыми отложениями; в плиоцене—антропогене он испытал сильное сжатие и инверсию знака вертикальных движений и превратился в одноименный антиклинорий, осложненный пологими надвигами с общим смещением масс к югу, в сторону Малого Кавказа. Рост некоторых выраженных в рельефе складок продолжался в антропогене. Периферические зоны, занимающие продольные долины среднего течения рек Алазани (на севере) и Куры (на юге), представляют позднеплиоценово—четвертичные неглубокие межгорные впадины, наложенные на краевые участки сооружений Большого и Малого Кавказа. Самый широкий Восточный сегмент — Нижнекуруинская впадина, наложенная на Азербайджанский массив и выполненная субгоризонтально залегающими неоген—четвертичными осадками, под которыми, по данным Саатлинской сверхглубокой скважины, лежат карбонатные отложения верхнего мела, а ниже — вулканогенные толщи байосского и частично позднеюрского и мелового возраста мощностью более 5 км.

В отличие от многих областей Средиземноморского пояса, в которых вергентность складчатых сооружений направлена от соседних срединных массивов, в Закавказской зоне наблюдается надвигание сооружения Большого Кавказа на Грузинский и Азербайджанский массивы, а северной (Аджаро—Триалетской) зоны Малого Кавказа на Грузинский массив.

*Складчатое сооружение (мегаантиклинорий) Малого Кавказа* сформировалось в пределах средней ветви альпийских геосинклинальных прогибов Средиземноморского пояса. Оно отличается от сооружения Большого Кавказа рядом особенностей рельефа, структуры и геологической истории: дугообразной формой, отсутствием осевого поднятия и наличием в любом поперечном сегменте нескольких близких по размерам, но резко отличных по времени погружения и главных деформаций антиклинальных и синклинальных зон, в целом меньшей интенсивностью деформаций сжатия, кулисным расположением частных структур в большинстве зон, отсутствием явных признаков геосинклинального развития в герцинском цикле, широким развитием мезозойских офиолитов и мощными проявлениями мезокайнозойского вулканизма и плутонизма и связанных с ними эндогенных полезных ископаемых.

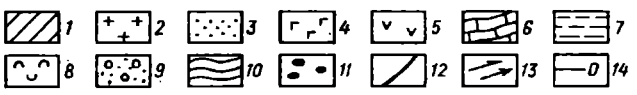
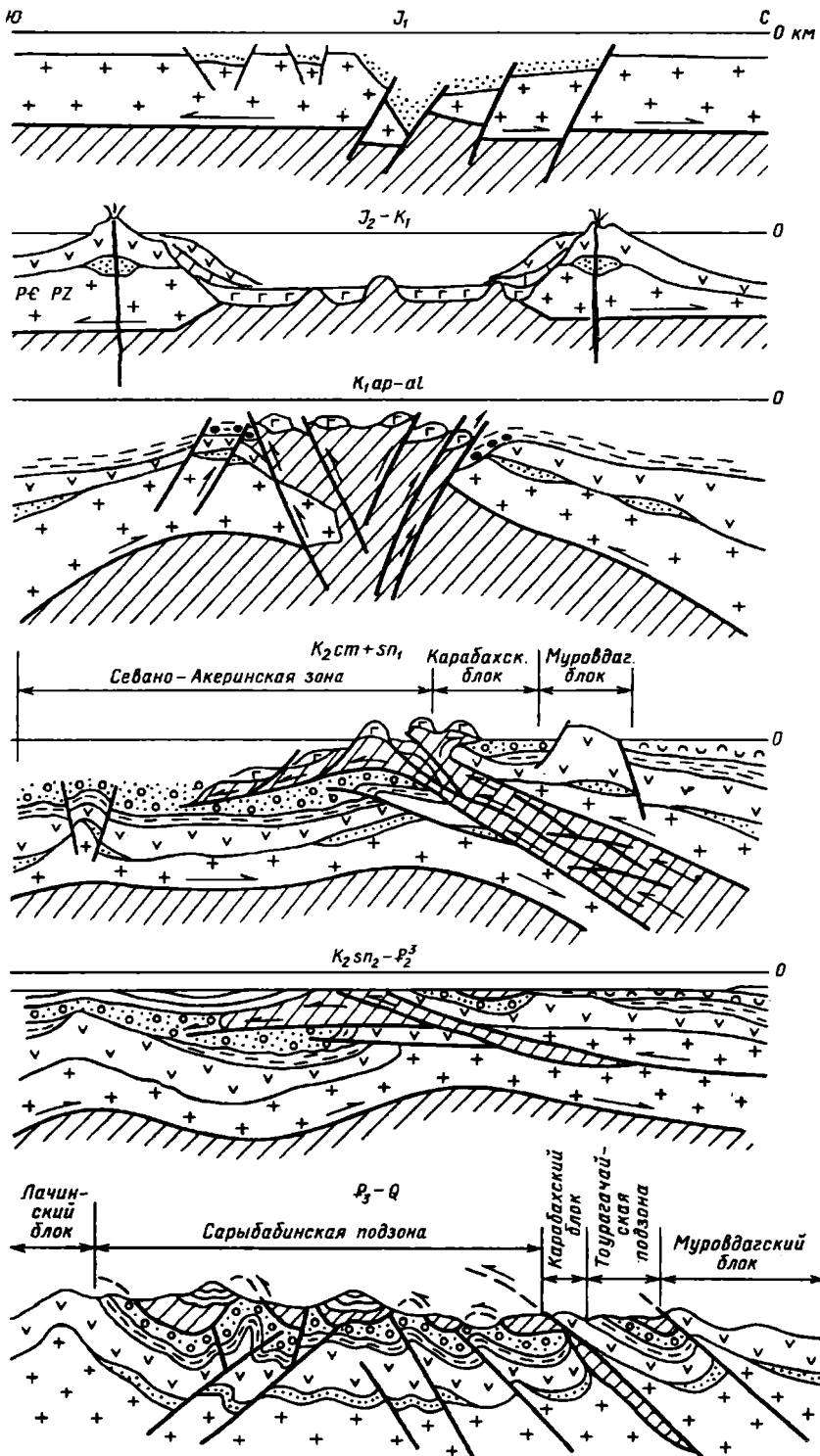
В сооружении Малого Кавказа выделяются два крупных сегмента, расположенных соответственно к югу от центрального и восточного сегментов Большого Кавказа: западный, с относительно более приподнятым залеганием доальпийского основания и субширотным простираем основных зон, и вос-

точный, с юго-восточным простираем этих зон. На юго-восточном продолжении сооружения Малого Кавказа (и к югу от юго-восточного сегмента Большого Кавказа) располагается еще более пониженный поперечный сегмент средней ветви складчатых сооружений альпийского пояса, сложенный на поверхности почти исключительно кайнозойскими образованиями Нижнеараксинской наложенной впадины и Талыша. Таким образом, поперечная сегментация, свойственная Предкавказью и Большому Кавказу, прослеживается и во внутренних частях альпийского пояса. В структуре Малого Кавказа выделяются 3 синклиновые зоны, сложенные в основном верхнемеловыми и палеогеновыми осадочно-вулканогенными образованиями и возникшие на месте частных геосинклинальных прогибов зрелой стадии собственно геосинклинального этапа альпийского цикла, и чередующиеся с ними антиклинорные зоны, существенно различающиеся по своему строению и истории развития.

Самая северная, Аджаро-Триалетская синклиновая зона выражена лишь в западном сегменте Малого Кавказа. К западу от Батуми она уходит под дно юго-восточной части Черного моря, погружается и, возможно, продолжается под молассами южной части Ширакско-Аджиноурской зоны. На севере она несколько надвинута на Рионскую и Верхнекуруинскую межгорные впадины и Дзирульский выступ Грузинского срединного массива. Геосинклинальный прогиб, на месте которого возникла Аджаро-Триалетская зона, был наложен в середине мела на южную часть Грузинского массива, кора которого подверглась раздроблению и растяжению, но сохранила свой континентальный характер. После глубокого погружения во второй половине мела, палеоцене и эоцене, сопровождавшегося мощными вспышками подводного вулканизма, прогиб подвергся сжатию в олигоцене и приобрел довольно простую, несколько веерообразную в поперечном сечении линейно-складчатую структуру.

Юго-восточнее простирается Сомхето-Карабахская антиклинорная зона, скрывающаяся на западе под полого залегающими покровами неоген-четвертичных наземных вулканитов, увенчанными долготными цепочками вулканов Ахалкалакского вулканического нагорья. Она образована мощными осадочно-вулканогенными толщами юрского и отчасти позднемелового возраста, прорванными телами мезозойских гранитоидов и смятыми в крупные относительно пологие брахиоморфные, а в юго-восточной части — линейные, диагональные к общему простираению зоны складки, надвинутые на смежную Севанскую зону. Мезозойский комплекс несогласно налегает на байкальский фундамент, прорванный герцинскими гранитами и частично перекрытый верхнепалеозойскими образованиями, который выступает в ядрах частных поднятий в относительно приподнятой западной части зоны. Сомхето-Карабахская зона, по-видимому, отвечает северо-восточному флангу раннеальпийской (юрской) эвгеосинклинали Малого Кавказа с несколько утоненной континентальной корой, погружение в котором завершилось в конце мела.

Осевое положение в структуре Малого Кавказа занимает Севанская синклиновая зона. На ее северном крыле в виде тектонических блоков, "линз", а также в составе меланжа и олистостром среди сильносмятых и разорванных надвигами вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела широко распространены породы мезозойской (юрской?) офиолитовой ассоциации. Большую часть площади зоны занимают мощные вулканогенные толщи эоцена, смятые в конце палеогена в крупные линейные складки и прорванные телами гранитоидов, а также необычным для геосинклинальных зон Памбакским щелочным



массивом центрального типа. Севанская зона, по-видимому, возникла на месте осевой части мезозойской (юрской) эвгеосинклинали Малого Кавказа, в которой горизонтальное растяжение привело в юре к полному разрыву континентальной коры и образованию более или менее широкой полосы с корой океанического типа, которая при последующих импульсах сжатия (в меловое время) была раздавлена, частично превращена в меланж и выжата в виде офиолитовых покровов (рис.23). В палеогене кора Севанской зоны вновь испытала раздробление, некоторое растяжение и глубокое проседание, сопровождавшееся андезитовым вулканизмом и завершившееся новым сжатием в конце палеогена. В средней части Севанского синклинория располагается Севанская внутривулканогорная впадина, выполненная неоген-четвертичными вулканитами и осадками и занятая оз. Севан. К юго-восточному участку Севанского синклинория примыкает с юго-запада Кафанское поднятие, сложенное юрскими вулканогенными образованиями, аналогичными таковым Сомхето-Карабахской зоны. Оно представляет либо небольшой обнаженный участок юго-западного фланга мезозойской эвгеосинклинали Малого Кавказа, либо фрагмент Сомхето-Карабахской зоны, перемещенный к западу по пологому разрыву сдвигонадвигового или шарьяжного типа.

Более южные зоны Малого Кавказа сформированы на байкальском фундаменте, вовлеченном в погружение не ранее позднего мела. Севанская зона отделена на юго-западе крутым глубинным разломом от Мисхано-Зангезурской антиклинорийной зоны. К ней принадлежат несколько небольших поднятий, сложенных либо метаморфитами протерозоя — нижнего палеозоя (Мисханское), либо отложениями среднего-верхнего палеозоя (Зангезурское и др.), а большая часть площади этой и смежных участков соседних зон перекрыта полого залегающим чехлом позднеогеновых и четвертичных наземных лав и туфов Центральноармянского вулканического нагорья, увенчанным многочисленными молодыми вулканами. Крупнейший из них — полигенный вулканический массив Арагац (высотой 4 км) — расположен в западной части зоны. Юго-западнее простирается Еревано-Ордубадская синклинорийная зона, выполненная вулканогенно-осадочными толщами верхнего мела и палеогена, прорванными телами позднеэоцен-олигоценых гранитоидов, в том числе крупнейшим на Кавказе Мегри-Ордубадским плутоном. На среднем участке зоны среди верхнемеловых отложений обнажается офиолитовый комплекс, либо приуроченный к особой, Вединской офиолитовой зоне, либо аллохтонный и тектонически перемещенный в коньякском веке к югу из общей с Севанскими офиолитами корневой зоны. Самым южным элементом Малого Кавказа является небольшой Даралагезский антиклинорий, сложенный карбонатными отложениями девона-триаса плитного типа, а также маломощными отложениями

Рис.23. Этапы формирования структуры Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа (по Т.А.Гасанову, 1985):

1 - меланократовый фундамент (гипербазиты, габброиды и серпентинитовый меланж); 2 - гранито-метаморфический слой, сформированный к концу палеозоя; 3 - терригенная серия лейаса; 4 - базальты и глубоководные осадки (радиоляриты, микритовые известняки) юры—низов мела; 5 - дифференцированная андезитобазальтовая серия догтера—мальма—низов мела; 6 - карбонатные отложения мальма—коньяка; 7 - конгломераты и аргиллиты апта—альба; 8 - нерасчлененные отложения верхнего мела; 9 - олистостромовая толща верхнего сеномана—нижнего сантона; 10 - нерасчлененные отложения верхнего сенона—эоцена; 11 - гальки ультрабазитов; 12 - разрывные нарушения; 13 - направления движения масс; 14 - уровень моря

верхнего мела — палеогена, совместно с ними смятыми в складки и нарушенными взбросо-надвигами в конце палеогена.

Аналогичные породы слагают фундамент неглубоких впадин *Среднеараксинского наложенного межгорного прогиба*, ограничивающего сооружение Малого Кавказа с юга и юго-запада, и выступают в Джульфинском и других мелких поднятиях внутри него. Восточная впадина — Нахичеванская — выполнена континентальными молассами верхнего олигоцена — миоцена, а более западная — Араратская — также плиоцен-четвертичными осадками. Значительные площади Малого Кавказа и прилегающих с юга районов Армянского нагорья (s.l.) замаскированы покровами наземных лав и пирокластолитов позднемиоценового, плиоценового и четвертичного возраста и усеяны многочисленными потухшими вулканами. Основная часть этих покровов, в том числе Ахалкалакское нагорье, вулкан Арагац и расположенные в пределах Турецкой Армении крупнейшие полигенные вулканы Арарат, Тендурек, Нимруд и другие, подобно вулканическим областям Большого Кавказа, лежат в полосе Транскавказского поперечного поднятия.

К юго-востоку от сооружения Малого Кавказа, отделяясь от него наложенным поперечным Нижнеараксинским прогибом, открывающимся в Нижнекуринскую впадину, располагается Талышская складчатая зона, сложенная вулканогенно-осадочным палеогеном. Продолжением какой зоны Малого Кавказа является Талыш, недостаточно ясно. С востока Талышская зона обрезана западным бортом Южно-Каспийской впадины, а на юге к ней примыкает более приподнятое складчатое сооружение Эльбурса.

Глубинное строение и геофизические поля. По данным ГСЗ континентальная кора под сооружением Большого Кавказа утолщена (до 50–55 км) по сравнению со Скифской плитой и Предкавказскими краевыми прогибами, где ее мощность близка к 40 км, и менее значительно — по сравнению с Закавказской межгорной зоной, где последняя варьирует от 40 до 50 км. В пределах Малого Кавказа мощность коры составляет от 35 до 50 км и более. Утолщения коры под Большим Кавказом в значительной мере обусловлены увеличением мощности гранитно-метаморфического слоя, причем в низах его под центральным сегментом на глубинах 20–30 км выявлена линзовидная зона аномального разогрева и разуплотнения (очевидно, контролирующая новейший вулканизм). Локальные утолщения коры в Закавказской зоне (под Дзирульским выступом, Нижнекуринской впадиной и пр.) обычно связывают с подъемом кровли нижней ее части ("базальтового слоя"), однако результаты бурения Саатлинской СГС, где на глубине 9 км еще не достигнут домезозойский фундамент, позволяют в этом сомневаться. Ряд исследователей предполагают, что падающие к северу надвиги, ограничивающие с юга ядро Большого Кавказа и отделяющие его от Закавказской межгорной зоны, уходят глубоко в кору, смещая по крайней мере "гранитно-метаморфический слой", а возможно достигая верхов мантии. Некоторые сторонники тектоники плит рассматривают эти поверхности как палеозоны Беньюфа, по которым в прошлом происходила субдукция коры Закавказской зоны.

Центральный сегмент Большого Кавказа и большая часть Малого Кавказа характеризуются аномально высоким тепловым потоком, с которым связаны проявления новейшего вулканизма, а также крупным долготно вытянутым региональным максимумом изостатических гравияномалий, уходящим к югу в пределы Афро-Аравийской рифтовой системы. Все эти явления в свою очередь



позволяют предполагать существование под полосой Транскавказского поперечного поднятия растущего мантийного диапира, расширяющегося к югу и постепенно затухающего к северу.

Территория Кавказа в целом отличается повышенной сейсмичностью. В ее коре неоднократно происходили землетрясения силой до 7 баллов и более и магнитудой до 6–7. Наиболее сейсмична полоса, простирающаяся от Ахалкалакского нагорья на юго-западе (самый сейсмичный район Кавказа) через район Казбека до Чечено-Ингушетии на северо-востоке. По мере удаления от нее к западу и к востоку сейсмичность во всех продольных зонах Кавказа в целом постепенно убывает, хотя относительно сильные и частые землетрясения отмечались и вне ее (Сочинский, Западно-Грузинский, Шемахинский, Зангезурский районы).

#### СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее древние метаморфические образования, известные в ряде продольных зон Кавказа, относятся к верхнему протерозою, скорее всего к среднему(?)—верхнему рифею и венду. Почти все они обнажаются в полосе Транскавказского поперечного поднятия. В Бечасынской зоне они выражены сериями первично-осадочно-вулканогенных и терригенных пород общей мощностью до 6 км — хасаутской (амфиболиты и биотит-кварцевые, двуслюдяные, хлоритовые сланцы, порфиритоиды, порфириды) и чегемской (кварцитовые сланцы, альбитовые гнейсы). Об их возрасте свидетельствуют единичные изотопные датировки метаморфизма слюдяных сланцев (до 870 млн лет), прорывание их позднебайкальскими гранитоидами (645–500 млн лет) и присутствие в их кровле(?) конгломератов с галькой среднекембрийских известняков. В западной части зоны Передового хребта возможно отнесение к докембрию комплекса амфиболитов, гранатовых и слюдяных плагиогнейсов и мусковитовых сланцев (3,5 км), тектонически(?) перекрытых слабометаморфизованными девонскими образованиями.

Возраст метаморфического комплекса зоны Главного хребта Центрального Кавказа дискусионен: одни исследователи относят его в основном к докембрию, другие — к среднему палеозою. К верхнему протерозою, вероятно, принадлежит его нижняя часть — макерская серия пара- и ортогнейсов, слюдяных сланцев, мигматитов при небольшой роли амфиболитов, метаморфизованная преимущественно в условиях амфиболитовой фации невысоких давлений. В пользу отнесения ее к докембрию говорит локальное присутствие пород гранулитовой фации метаморфизма и прорывание ее древнейшими гранитами с возрастом 790 млн лет.

В Закавказской межгорной зоне и северной части Малого Кавказа к верхнему протерозою, по-видимому, принадлежат выступающие в Дзирульском, Храмском и Локском поднятиях двуслюдяные, биотитовые и биотит-гранатовые сланцы и плагиогнейсы с прослоями амфиболитов и роговообманковых гнейсов. Южнее, в Мисханском поднятии, выделяются две серии метаморфических образований общей мощностью до 3 км. Нижняя серия представлена первично-осадочными породами амфиболитовой фации — кварц-графитовыми сланцами, андалузит-двуслюдяными сланцами, кварцитами, мраморами, а верхняя — первично-осадочно-вулканогенными породами зеленосланцевой фации — филлитами, зелевыми сланцами, порфироидами и мраморами. Мета-

морфизм нижней серии датируется 660 млн лет (конец рифея), верхняя серия может относиться к венду — низам палеозоя. Аналоги ее известны в Зангезуре.

Палеозойские и триасовые образования, наиболее детально изученные А.А.Беловым, распространены на Кавказе более широко, чем докембрийские, но также в основном в полосе Транскавказского поперечного поднятия и лишь на юге Малого Кавказа обнажаются и несколько восточнее последней. На северном крыле центрального сегмента Большого Кавказа палеозой присутствует в Бечасынской зоне и зоне Передового хребта. В Бечасынской зоне на метаморфических породах хасаутской свиты несогласно, с конгломератами в основании залегает свита пестроцветных песчаников и алевролитов моласоидного характера (свыше 1 км), относимая по ее геологическому положению к верхам кембрия—ордовика и, может быть, низам силура. Из ее основания (?) происходят конгломераты с галькой известняков с трилобитами среднего кембрия. Выше со стратиграфическим несогласием следует толща известняков и фациально замещающих их глинистых и кремнистых сланцев (0,6 км), отлагавшихся на северном крыле геосинклинали Передового хребта. Остатки кораллов, граптолитов, ортоцератид и конодонтов указывают на ее принадлежность к силуру, нижнему и среднему девону. С ней тектонически (?) сближены выходы серпентинитов, принадлежащие крупнейшему на Большом Кавказе Малкинскому гипербазитовому массиву. Значительную площадь в Бечасынской зоне занимают батолиты позднепалеозойских красных гранитов.

В зоне Передового хребта нормальный обнаженный разрез палеозоя начинается с девона, но в виде аллохтонных пластин, налегающих на среднепалеозойский комплекс, в перевернутом залегании присутствуют офиолиты, а также слабометаморфизованные ордовикско-силурийские осадочно-вулканогенные образования (свыше 1 км). Древнейшие породы офиолитовой ассоциации представлены серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами (600–640 млн лет), слагающими пластины мощностью до 1 км. Далее следуют габбро и габбро-нориты (457–490 млн лет), в верхней (первично) своей части пронизанные густой сетью диабазовых даек, а затем толща зеленокаменно измененных диабазов, базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов, спилитов, нередко с подушечной текстурой, и их пирокластолитов (до 1 км). Разрез аллохтона завершает свита зеленых сланцев, образовавшихся по основным и кислым туфам и лавам, филлитов с прослоями кремнистых пород и известняков с остатками лландоверских радиолярий и криноидей (до 1 км) и песчано-алеврито-глинистая толща с прослоями конгломератов (с галькой офиолитов), кремней, туфов и основных лав, заключающая остатки граптолитов нижнего и верхнего силура. Офиолитовый комплекс и надстраивающие его вулканогенно-осадочные толщи, по-видимому, были перемещены в зону Передового хребта с юга и, по мнению некоторых геологов, переброшены через зону Главного хребта.

Разрез автохтона начинается с ниже(?)—среднедевонской толщи глинистых сланцев с прослоями алевролитов, песчаников, реже гравелитов, фтанитов и яшм, а в верхах — также туфов и лав, с остатками кораллов и фораминифер (до 2,5 км). Ее перекрывает и частично замещает вулканогенная толща невыдержанного строения и мощности (0,2–2,3 км), сложенная основными и кислыми лавами и реже пирокластолитами (диабазы и базальтовые порфириты, спилиты, кварцевые альбитофиры) с прослоями фтанитов, яшм и линзами известняков с остатками кораллов, брахиопод, криноидей, радиолярий средне-

девонского возраста. Выше следует изменчивая по составу и мощности (до 1–3 км) толща туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоконгломератов (с галькой из пород подстилающей толщи, а также плагиогранитов и гранофилов), с потоками кислых лав (кварцевые кератофиры, плагиолипаритовые порфиры) и прослоями глинистых сланцев, фтанитов, яшм и известняков с фауной среднего девона—франского яруса. Вместе с подстилающей толщей она образует “островодужную” формацию с вулканитами известково-щелочного ряда. Она перекрывается толщей песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и известняков фаменского яруса (до 1 км) и налегающими на нее с базальным конгломератом сходными по составу отложениями турнейского яруса (до 0,9 км). Разрез среднего палеозоя завершает грубообломочная олистостромовая толща предположительно ранневизейского возраста с глыбами, обломками и гальками турнейских и фаменских известняков, а также различных пород силура и офиолитового комплекса. Эта толща могла формироваться в эпоху покровообразования перед фронтом шарьяжа.

На разных горизонтах среднего палеозоя и тектонически перекрывающей его аллохтонной перевернутой пластины офиолитового комплекса и ордовикско-силурийских отложений с резким несогласием залегает сложно построенный комплекс молассовых отложений от верхневизейского подъяруса и серпуховского яруса нижнего карбона до нижнего триаса. Он выполняет ряд наложенных межгорных впадин и грабенов в зоне Передового хребта, а также в южной части Бечасынской зоны. В разрезе этого комплекса выделяются две континентальные молассовые формации, сложенные грубо- и тонкообломочными отложениями с подчиненными им наземными кислыми вулканитами и туфами: сероцветная моласса верхов нижнего, среднего и верхнего карбона с остатками флоры (до 2 км) и красноцветная моласса нижней, верхней перми и нижнего триаса с остатками рыб, спор и пыльцы (до 5 км). Во всем молассовом комплексе присутствуют косослоистые конгломераты (в низах — с существенно кварцевой галькой, с верхов среднего карбона — с галькой герцинских микроклиновых гранитов и других кристаллических пород зоны Главного хребта, а в нижнем триасе — также с галькой ниже- и верхнепермских известняков), песчаники, алевролиты, аргиллиты. В среднем и верхнем карбоне имеются также прослой лимнических углей, а в нижней перми — прослой и линзы доломитизированных известняков и фосфатов. В карбоне присутствуют также туфы и лавы кварцевых порфиров, а в перми — дацитовых и андезитовых порфиритов. Во всем молассовом комплексе наблюдается грубая ритмичность, причем отдельные ритмы разделены перерывами, а иногда и небольшими несогласиями.

В западной части зоны Передового хребта, в бассейнах Лабы и Белой, пермские молассы перекрываются маломощными (до 0,2 км) мелководно-морскими терригенно-карбонатными отложениями с остатками брахиопод, кораллов, моллюсков верхней части верхней перми. Выше в этом районе присутствуют терригенно-карбонатные отложения всех отделов и ярусов триаса общей мощностью до 1–1,5 км. В их разрезе выделяются несколько крупных ритмов, начинающихся с конгломератов, песчаников и глинистых сланцев с сидеритами и завершающихся слоистыми и массивными известняками с фауной аммонитов, пелеципод, брахиопод и кораллов.

В зоне Главного хребта к нижнему (?)—среднему палеозою условно относят лабинскую серию метаморфических пород (до 3 км), развитую главным обра-

зом в ее западной части, близ южного края зоны. Она сложена плагиогнейсами, амфиболитами, кварц-слюдяными сланцами с гранатом и графитом, а также эпидот-кварцевыми, кварц-альбитовыми, хлорит-альбитовыми сланцами, порфироидами, метаконгломератами с прослоями и линзами мраморов, заключающих остатки криноидей. В целом это комплекс первично-вулканогенных и терригенных и отчасти карбонатных пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Некоторое сходство с разрезом толщ девона — низов карбона зоны Передового хребта позволяет считать лабинскую серию или ее верхнюю часть их сильнометаморфизованным эквивалентом. Менее ясен возраст пород буульгенской серии кварц-биотитовых сланцев, кварцитов, парагнейсов и амфиболитов, распространенной в южной полосе зоны Главного хребта к востоку от выходов лабинской серии. Ее либо относят к протерозою, либо объединяют с лабинской в составе палеозойской лабино-буульгенской серии.

К началу позднего палеозоя, по-видимому, в основном завершился процесс регионального прогрессивного метаморфизма разновозрастных образований зоны Главного хребта, протекавший в ходе ее погружения. Со среднего карбона в ней происходило становление крупных, преимущественно автохтонных массивов серых микроклиновых гранитов, сопровождавшееся мигматизацией вмещающих толщ и их наложенным ретроградным метаморфизмом. В ходе позднепалеозойского воздымания зона Главного хребта подверглась значительной денудации. На западном и восточном ее окончаниях на гранитно-метаморфическом основании несогласно залегают толщи конгломератов (с галькой гранитов) и песчаников верхов среднего-верхнего карбона, перекрытые известняками и глинисто-кремнистыми сланцами с остатками ранне- и позднeperмской фауны общей мощностью до 1-1,5 км. Толща пермских карбонатных пород (до 1 км) вскрыта бурением на северном склоне Восточного Кавказа к юго-востоку от г. Грозного.

В зоне южного склона, в Сванетском антиклинории, обнажается десская серия, представляющая почти непрерывный разрез песчано-алевроитоглинистых частично флишoidных отложений с прослоями и линзами конгломератов и мраморизованных известняков (более 6 км). Остатки конодонтов, кораллов, фораминифер указывают на принадлежность серии к среднему и верхнему девону, карбону и перми, а верхняя ее часть, возможно, относится к триасу. В ее среднедевонской части присутствуют туфоиды и порфиритоиды андезитобазальтового состава. Десская серия метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации и подверглась смятию в конце триаса (?), поскольку отложения лейаса несогласно залегают на разных ее горизонтах. Палеозойские и триасовые (?) отложения Сванетского поднятия, представленные глубоководными и отчасти мелководными фациями, по-видимому, накапливались в пределах континентального склона в прогибе миогеосинклинального типа, в отличие от более северных зон Кавказа не испытавшем судетской складчатости и позднепалеозойского орогенного магматизма.

В восточной части Дзирульского выступа известна узкая полоса, в которой в виде тектонических линз и пластин присутствуют филлиты, кварциты и мраморы с фауной нижнего кембрия, метаморфиты, туфоиды и актинолитовые сланцы силура-девона, а также серпентиниты, амфиболиты, габброиды и другие породы неясного возраста, по-видимому, тектонически совмещенные с докембрийским комплексом. В том же массиве и в Храмском и Локском подня-

тиях Сомхето—Карабахской зоны распространены розовые микроклиновые граниты и связанные с ними кислые субвулканические тела средне—позднекаменноугольного возраста, а на Храмском поднятии — также толща кислых туфов и туффигов, мелководно—морских и рифовых известняков и терригенных пород, принадлежащая верхам нижнего—низам среднего карбона.

На юге Малого Кавказа, в Даралагезской и юго—восточной части Мисхано—Зангезурской зоны, в Джульфинском и других поднятиях зоны Среднеараксинского прогиба обнажается комплекс мелководно—морских отложений, представленных зоо— и фитогенными известняками и мергелями с подчиненными аргиллитами, алевролитами и кварцевыми песчаниками, принадлежащий среднему девону—нижнему карбону (до 3 км) и перми—триасу (до 2 км). Средний и верхний карбон отсутствует, но в основании пермских отложений обычно наблюдается лишь географическое несогласие и следы бокситоносной коры выветривания. Верхний триас на среднем участке Мисхано—Зангезурской зоны представлен паралической угленосной толщей, накопившейся в конце существования пермско—триасового бассейна. Проявления магматизма, метаморфизма и герцинской складчатости в этом комплексе отсутствуют. По—видимому, он залегает на метаморфизованном позднебайкальском или салаирском складчатом фундаменте и представляет плитный чехол широкой квазиplatformенной зоны, причленившейся с севера к Аравийской платформе.

Отложения юры, мела, палеоцена и эоцена накапливались на ранней (лейас—доггер) и зрелой (мальм—эоцен) стадиях собственно геосинклинального этапа альпийского цикла, каждой из которых отвечает своя структурно—формационная зональность. Основными зонами для нижней и средней юры являются относительно приподнятая Предкавказская зона северного обрамления мезозойского геосинклинального прогиба Большого Кавказа, его северное крыло, осевая зона и южное крыло, зона Закавказских срединных массивов, геосинклинальный прогиб Малого Кавказа и обрамляющая его с юга относительно приподнятая Южно—Армянская зона. На большей части площади Кавказа лейас и доггер выражены мощными морскими сероцветными терригенными отложениями с остатками аммонитов, позволяющими дать их детальное расчленение. В отдельных зонах на разных уровнях присутствуют вулканические образования различного, преимущественно основного состава. В южных зонах их роль в байос—батской части этого комплекса резко возрастает. В Предкавказских прогибах, за исключением их южных крыльев, терригенные отложения лейаса и аалена распространены локально, в отдельных впадинах. Трансгрессивно залегающие существенно глинистые толщи байоса—бата выстилают краевые прогибы и прилегающие с севера участки Скифской плиты в Западном и Восточном Предкавказье.

Современные представления о строении лейаса и доггера Большого Кавказа обобщены Д.И.Пановым. В Лабино—Малкинской зоне, представлявшей в мезозое опущенный южный участок Скифской плиты, средний лейас представлен песчано—алевритовой угленосной лимнической толщей (до 0,5—1 км), переходящей к западу в мелководно—морские осадки и перекрываемой местами потоками андезитов и андезитобазальтов. Выше трансгрессивно залегает толща морских песчано—глинистых отложений с аммонитами тоара и аалена (0,3—0,5 км); в ее верхней части присутствуют органогенно—обломочные известняки с железистыми оолитами. Ее трансгрессивно перекрывает существенно аргиллитовая толща байоса—нижнего бата (до 0,5 км). К северу, в сторону Минерало—

водского выступа и Ставропольского свода, все отложения лейаса и догтера выклиниваются.

Юрские отложения более южных районов Большого Кавказа накапливались в периферических и осевых зонах одноименного геосинклинального прогиба. На его северном крыле, в центральном сегменте Большого Кавказа, залегающие на палеозойском фундаменте отложения среднего–верхнего лейаса, аалена и местами байоса мощностью до 2–3 км и более сохранились в узких грабен–синклиналях горст–антиклинория Главного хребта, а также на его северо–восточном крыле (в Балкарии), где к байосу приурочены локальные проявления кислых и средних вулканитов повышенной щелочности. В восточном сегменте, где северному крылу юрской геосинклинали отвечает зона известнякового Дагестана, видимый разрез начинается с морских песчано–алевритоглинистых отложений верхнего тоара (1–2 км). Их перекрывает мощная (до 3,5 км) ритмично построенная существенно песчаниковая паралическая угленосная толща нижнего аалена, накопившаяся в наземной и подводной частях обширной дельты. К юго–западу она замещается морскими терригенными осадками, а к северо–востоку, откуда приносился терригенный материал, быстро сокращает свою мощность и выклинивается. Выше залегают толщи аргиллитов с прослоями алевритов и песчаников верхнеааленского, байосского и батского возраста (до 2–3 км). Общая мощность лейаса–догтера достигает на северном крыле Восточного Кавказа 5–8 км.

Разрез осевой зоны геосинклинали начинается на Центральном и Восточном Кавказе с синемюрского яруса нижнего лейаса, представленного кистинской свитой, несогласно налегающей на различные комплексы палеозоя и, возможно, триаса (в Сванетии). Она сложена аркозовыми и кварцевыми песчаниками и кварцитами с подчиненными прослоями конгломератов, углистых и глинистых сланцев, а также лав и туфов риолитодацитового состава (до 1–3 км). Выше залегают циклаурская свита (верхний плинсбах–нижний тоар) глинистых (аспидных) сланцев с прослоями песчаников, а также зеленокаменно измененных лав и гялокластитов базальтового состава — спилитов, авгитовых порфиритов с дайками диабазов. Далее следуют толщи глинистых и глинисто–алевритовых сланцев с конкрециями сидеритов, с прослоями песчаников тоара, аалена, а местами и байоса (до 5 км). К аалену на Восточном Кавказе приурочены мощные горизонты подушечных лав базальтового состава. Общая мощность лейаса–догтера на Восточном Кавказе достигает 12 км, а на Центральном — не превышает 5 км. Близкий разрез лейаса и догтера (до 7 км) характеризует осевую зону геосинклинали на северо–западном Кавказе, но ааленские вулканогенные образования имеют здесь контрастный, базальт–риолитовый состав.

На южном крыле геосинклинали, в Абхазо–Рачинской зоне, разрез лейаса и аалена литологически близок к разрезу осевой зоны, но значительно менее мощен. Глинистые отложения байоса замещаются здесь мощной (до 2–3 км) порфиритовой серией, сложенной туфами, туфобрекчиями и лавами андезитобазальтового и андезитового состава (спилиты, авгит–лабрадоровые и роговообманковые порфириты), при резко подчиненной роли кислых вулканитов. Байосская вулканогенная серия распространена также в восточной части южного крыла геосинклинали, в Закавказской межгорной зоне и северных зонах Малого Кавказа, покрывая в пределах этого широкого Закавказского вулканического пояса не менее 150 тыс. км<sup>2</sup>.

На приподнятом среднем участке Грузинского срединного массива разрез юры начинается с несогласно залегающей на палеозойском фундаменте предположительно нижнелейасовой континентальной толщи кислых туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и конгломератов (0,1–0,3 км), перекрытой мелководно-морскими песчаниками и алевролитами. Выше следует необычная для Кавказа толща красных органогенных мраморизованных известняков с обильными остатками брахиопод, пелеципод, криноидей и аммонитов среднего-верхнего лейаса и аалена (менее 100 м); она накапливалась на мелководном внутреннем участке морского бассейна (типа банки). Ее перекрывает порфиритовая серия байоса (до 1,5–2 км), в разрезе которой имеются прослои аркозовых песчаников и конгломератов с галькой дзирульских гранитов. Эта серия, по-видимому, покрывает почти всю площадь Закавказской межгорной зоны. Она вскрыта бурением в центральных частях Верхнекуринской и Нижнекуринской впадин, где в разрезе Саатлинской СГС представлена вулканитами как основного, так и среднего и кислого состава общей мощностью более 5 км. На северной окраине Грузинского массива на байосской порфиритовой серии местами залегают батские континентальные (озерные) песчано-глинистые отложения с пластами углей (до 0,5 км); к ним приурочены угольные месторождения Ткибули и Ткварчели. В конце средней юры Абхазо-Рачинская зона и Грузинский массив подверглись пологоскладчатым деформациям и были прорваны массивами гранодиоритов.

В Сомхето-Карабахской зоне, отвечающей северному флангу мезозойской Малокавказской эвгеосинклинали, разрез юры начинается базальными конгломератами, за которыми следуют толщи аргиллитов и песчаников с фауной синемюрского, плинсбахского, тоарского и ааленского ярусов (до 0,5–1 км). Выше залегают мощная (до 3 км) вулканогенная серия байоса, сложенная здесь не только пирокластитами и лавами андезитобазальтового и андезитового состава (толща порфиритов), но и перекрывающими их вулканитами и субвулканическими телами риолитоадацитов (толща кварцевых порфиров и альбитофиров) и представляющая собой в целом непрерывную известково-щелочную серию. Разрез доггера завершает терригенно-вулканогенная толща бата (до 1 км), по составу вулканитов сходная с байосской. Аналогичные вулканогенные толщи байоса присутствуют в Кафанском поднятии. В конце средней юры в Сомхето-Карабахской зоне происходило становление ряда гранодиоритовых и плагиогранитных массивов.

В Севанской офиолитовой зоне, отвечающей осевой части Малокавказской геосинклинали, достоверные образования лейаса-доггера неизвестны, но весьма вероятно, что к ранней-средней юре в этой зоне относится раздвиг и возникновение трога с корой океанического типа, представленной нижними элементами офиолитовой ассоциации (гипербазиты, габброиды), поскольку ее верхний элемент — эффузивно-радиоляритовая толща — включает остатки радиолярий позднеюрского — раннемелового возраста. Возможно, что заложение этого трога началось еще в триасе, о чем говорят единичные находки обломков триасовых известняков в юго-восточной части Севанской зоны.

В относительно приподнятой Южно-Армянской зоне на триасе местами (на крыльях Даралагезского и Джульфинского поднятий) трансгрессивно залегают маломощные толщи основных вулканитов и терригенных пород лейаса-доггера, накапливавшиеся в небольших впадинах или грабенах.

На рубеже средней и поздней юры структурно-формационная зональность

Кавказской области значительно усложнилась в связи с возникновением в геосинклиналях Большого и Малого Кавказа зон внутренних поднятий (геоантиклиналей) и обособлением или новообразованием ряда частных прогибов. Главными зонами для мальма-эоцена, т.е. зрелой геосинклинальной стадии, являются Северо-Кавказский миогеосинклинальный прогиб, постепенно расширявшийся к северу и охвативший в середине мела все Предкавказье, где мел-эоценовый комплекс приобретает характер плитного чехла, геоантиклиналь Большого Кавказа, зона флишевых прогибов южного склона, Закавказская зона срединных массивов, несколько частных геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий Малого Кавказа (план их расположения изменялся в течение мальма-эоцена) и заметно сократившаяся на протяжении мела-эоцена приподнятая Армянская зона.

Зона Северо-Кавказского прогиба в пределах северо-западного, восточного и юго-восточного сегментов Кавказа обособилась на месте северного крыла геосинклинали Большого Кавказа, а в центральном сегменте наложилась на Лабино-Малкинскую зону. Верхнеюрские отложения в этой зоне залегают трансгрессивно, а у ее южного края местами несогласно, начинаясь с песчано-глинистой, с базальными конгломератами толщи келловей (несколько десятков метров) и в основном выражены слоистыми и массивными, в том числе рифогенными, известняками, верхняя часть которых (кимеридж-титон) частично замещается лагунными отложениями — гипсами, ангидритами, а местами, в пределах Кубанского и Терского краевых прогибов, — каменной солью. В зоне поперечного Пшехско-Адлерского разлома, ограничивающего центральный сегмент с запада, мальм представлен мощными рифовыми массивами. Мощность мальма варьирует от 0,1–1 км в Лабино-Малкинской зоне (а в ее наиболее приподнятой северо-восточной части — у г. Кисловодска, где присутствуют лишь красноцветные отложения титона, — даже снижаясь до десятков метров) до 1,5–2 км на Восточном Кавказе. Северная граница распространения верхней юры примерно совпадает с северным краем зоны Предкавказских краевых прогибов.

Разрез нижнего мела, представленный всеми ярусами, богато охарактеризованными остатками аммонитов, белемнитов, пелеципод, фораминифер, состоит из двух литолого-стратиграфических комплексов — известнякового, отвечающего берриасу-валанжину (на востоке, в Дагестане, также готериву и нижнему баррему), и верхнего (готерив-альбского), сложенного известковистыми глауконитовыми песчаниками с прослоями глин. Мощность нижнего мела колеблется от 0,3–0,7 км в центральной части Северного Кавказа до 1–1,2 км в восточной. На протяжении раннего мела Северо-Кавказский прогиб расширяется к северу, постепенно утрачивая миогеосинклинальный характер, и нижнемеловые отложения перекрывают сначала западное и восточное, а затем (в альбе) и Центральное Предкавказье, образуя здесь нижнюю часть чехла Скифской плиты. Верхнемеловые отложения, залегающие с небольшим перерывом, представлены в Северо-Кавказском прогибе однообразной толщиной известняков и мергелей с остатками аммонитов, иноцерам, морских ежей и фораминифер. Мощность составляет от 0,5 км в центральной до 1–1,5 км в восточной части Северного Кавказа.

Палеоцен и эоцен на северном склоне Кавказа и в Предкавказье представлены глинисто-мергельными отложениями, бедными остатками макрофауны. Их расчленение проведено главным образом по фораминиферам, что дало



основание назвать их фораминиферовой серией. Мощность ее достигает 0,5–0,8 км в Центральном и Западном Предкавказье и резко сокращается до 0,1–0,2 км в Восточном, что некоторые исследователи объясняют некомпенсированным опусканием этого сегмента.

В целом мальмско-эоценовая часть разреза Северо-Кавказского прогиба представлена шельфовыми терригенно-карбонатными отложениями общей мощностью от 2 до 4–5 км, среди которых выделяются существенно карбонатный комплекс мальма — нижнего неокома, терригенный — верхнего неокома-альба, карбонатный — верхнего мела и терригенно-карбонатный — палеоцена-эоцена. Им соответствуют одновозрастные литолого-стратиграфические комплексы в южной части Восточно-Европейской платформы, служившей в эти эпохи главным источником терригенного материала.

В геоантиклинальной зоне Большого Кавказа, в пределах восточного и центрального сегментов отложения мальма-эоцена почти повсеместно отсутствуют в результате последующего размыва, но и первоначально они, по-видимому, характеризовались неполным и относительно маломощным разрезом. Лишь местами в северной части горст-антиклинория Центрального Кавказа сохранились останцы несогласно залегающей карбонатной толщи верхней юры. В более погруженных северо-западном и юго-восточном сегментах Большого Кавказа к северу от осевых антиклинальных зон наблюдаются относительно мощные, фациально изменчивые разрезы мальма-эоцена. На юго-восточном Кавказе выделяется Хизинская зона, в которой титон представлен песчано-конгломератовыми толщами, нижний мел — терригенными отложениями большой мощности, а к северу от нее — узкая геоантиклинальная Шахдагская зона, в которой трансгрессивно залегающая толща массивных известняков мальма-неокома непосредственно перекрывается глыбовыми конгломератами и известняками кампана-маастрихта. На северо-западном Кавказе Хизинской зоне грубо соответствует Абино-Гунайская зона, в которой мальм выражен толщами терригенно-карбонатной флиша (до 2–2,5 км), нижний мел — существенно глинистыми флишоидными и флишевыми отложениями с горизонтами глыбовых конгломератов-олистором (до 4–5 км), верхний мел — карбонатной флишоидной толщей, а палеоцен и нижний эоцен — терригенно-карбонатным флишем (до 1,5 км). Ограничивавшая этот прогиб с севера узкая геоантиклинальная зона погребена под молассами Западно-Кубанского краевого прогиба.

В зоне флишевых прогибов южного склона отложения мальма-эоцена представлены мощным (до 6–8 км) флишевым комплексом, разрезы которого в западной и восточной ее частях (в Новороссийском и Чиауро-Дибрарском прогибах) отличаются лишь в деталях. Низы мальма выражены терригенным флишем, более высокие горизонты мальма и валанжин — карбонатным флишем, готерив-альб — терригенным флишем, местами с мощными пачками песчаников, верхний мел — вновь карбонатными и терригенно-карбонатными (на востоке) флишевыми и флишоидными отложениями. К сеноману приурочен ананурский горизонт, отличающийся развитием черных кремней и примесью туфогенного материала. Палеоцен и эоцен в Новороссийском прогибе представлены терригенно-карбонатным флишем и нефлишевыми глинисто-мергельными отложениями. В западной части Чиауро-Дибрарского прогиба палеоцен — средний эоцен выражены терригенно-карбонатным флишем, а верхний эоцен, приуроченный к самой южной части прогиба, представляет собой терригенную олисторомовую толщу, заключающую обломки и крупные глы-

бы верхнеюрских известняков, порфиритов байоса и других пород. В восточной части этого прогиба и Апшероно-Кобыстанской зоне к палеоцену относится толща красно-бурых глин с прослоями мергелей, алевролитов и песчаников, а к эоцену — аналогичная по составу зеленовато-серая толща. Их общая мощность достигает 1–1,5 км. В целом в палеоцене-эоцене прогиб смещается к югу, а его осадки постепенно утрачивают флишевый характер.

В Закавказской зоне, в которую для рассматриваемого интервала разреза мы включим помимо срединных массивов самую южную, Абхазско-Рачинскую зону Большого Кавказа, а для мальма и нижнего мела — также Аджаро-Триалетскую зону Малого Кавказа, отложения мальма-эоцена характеризуются в основном мелководно-морскими, преимущественно карбонатными фациями и малыми или умеренными мощностями (что сближает их с Северо-Кавказской зоной), но отличаются меньшей выдержанностью на площади и локальным присутствием вулканического материала в отдельных горизонтах. В Абхазо-Рачинской зоне залегающие несогласно, с конгломератами в основании, верхнеюрские отложения представлены толщами массивных, часто кораллово-водорослевых известняков и мергелей (до 1 км), слагающих рифовые массивы, обрамляющие с юга флишевый прогиб. В сторону Грузинского массива известняки частично замещаются маломощной пестроцветной гипсоносной лагунной толщей, заключающей в районе Кутаиси потоки щелочно-базальтовых лав кимериджского яруса. В виде тектонических чешуй и олистолитов полоса выходов рифовых известняков кимериджа-титона прослеживается на восток почти до Каспия. На значительных площадях Грузинского и Азербайджанского массивов мальмские отложения отсутствуют.

Нижний мел в Абхазо-Рачинской зоне и на Грузинском массиве залегает трансгрессивно, местами с конгломератами и песчаниками в основании и выражен мелководными известняково-мергельными отложениями неокома и мергельно-глинистыми, вверху песчано-глинистыми отложениями апта-альба с остатками аммонитов и белемнитов мощностью от нескольких сотен метров до 1–1,5 км в Рионской впадине. В северной части Грузинского массива баррем представлен ургонской фацией массивных известняков с рудистами. Во внутренней части Азербайджанского массива нижнемеловые отложения, вероятно, отсутствуют. Верхнемеловые отложения в Абхазо-Рачинской зоне и на большей части Грузинского массива выражены пелитоморфными известняками с кремневыми конкрециями, с остатками иноцерам, аммонитов, белемнитов и ежей (несколько сотен метров). Близ Кутаиси им подчинена толща оливин-базальтовых, пикрит-базальтовых и трахибазальтовых лав турон-сантонского возраста. Маломощные карбонатные отложения верхнего мела присутствуют во внутренней части Азербайджанского массива.

Отложения палеоцена и эоцена в южной части Абхазо-Рачинской зоны и на Грузинском массиве представлены маломощными (0,1–0,3 км) мелководными органогенными известняками, иногда ракушечниками, и более глубоководными мергельями, напоминающими фораминиферовую серию Предкавказья. На ряде участков Грузинского и Азербайджанского массивов, во внутренних частях Рионской и Куринской впадин палеоцен и эоцен выклиниваются.

Наибольшим фациальным разнообразием и латеральной изменчивостью отличаются образования мальма-эоцена в пределах различных зон Малокавказской геосинклинали. В ее северной, Сомхето-Карабахской зоне в поздней юре продолжались извержения. Келловой выражен здесь туфогенно-терриген-

ными отложениями (туфобрекчиями, туфопесчаниками, песчаниками, аргиллитами), а оксфорд-титон - вулканогенно-карбонатными толщами, в которых порфириды и их пирокластолиты чередуются и фациально замещаются органогенными, частью рифовыми известняками и доломитами, а в кимеридже — также гипсами. На некоторых участках зоны в мальме наметились внутренние поднятия, но вне их мощность верхнеюрских образований достигает 1,5–2 км. Близким разрезом выражен мальм и в Кафанской зоне.

Выходы нижнего мела на Малом Кавказе распространены ограниченно. В Аджаро-Триалетской зоне к апту-альбу относится видимая нижняя часть меловой вулканогенной толщи. Возможно, в это время началось интенсивное погружение в этой зоне. Большая часть Сомхето-Карабахской зоны в раннем мелу была приподнята, и лишь в частных прогибах, а также на крыльях Кафанского поднятия присутствуют толщи вулканитов и мелководных терригенно-карбонатных отложений (до 0,5–1 км). К концу раннего мела в этой зоне относится становление ряда гранодиоритовых массивов. В осевой, Севанской, зоне геосинклинали к верхней юре и неокому относятся породы эффузивно-радиоляритовой серии, отвечающей верхней части первоначального разреза офиолитового комплекса, — диабазы, спилиты, их лавобрекчии и гиалокластиты, кремнистые породы с остатками радиолярий и линзы окремнелых известняков с остатками кораллов, присутствующие в виде аллохтонных чешуй и фрагментов в составе меланжа и олистостром мелового возраста. К альбу-сеноману относятся терригенные флишевые отложения, подстилающие надвинутый на них офиолитовый комплекс.

Верхнемеловые образования Аджаро-Триалетской зоны представлены двумя комплексами. Нижний выражен вулканогенной формацией базальт-андезитобазальтового состава (авгитовые и роговообманковые порфириды и их пирокластолиты) альба-турона (до 2 км), которой подчинены прослои и пачки карбонатных пород. Верхний представлен известняками и мергелями (0,5 км), в южной части зоны частично замещаемыми вулканитами.

В частных прогибах Сомхето-Карабахской зоны в разрезе верхнего мела выделяются три части. Трансгрессивно залегающая сеноманская терригенно-карбонатная толща (свыше 0,5 км) содержит прослои туфопесчаников, а местами туфов и туфобрекчий. Выше следует турон-нижнесантонская толща лав и пирокластолитов основного, реже субщелочного (на юго-востоке) и кислого (на северо-западе) состава, местами с прослоями мелководных глинисто-карбонатных отложений (до 1–1,5 км). Завершает разрез мела толща органогенно-обломочных известняков верхнего сантона — маастрихта (до 0,5 км).

В Севанской зоне в основании верхнего мела присутствуют флишеидные отложения альба-сеномана (до 1 км), трансгрессивно налегающие на разные горизонты мальма-неокома. На них залегают олистостромовая толща сеноман-раннеконьякского возраста, состоящая из обломков, глыб и пластин пород офиолитовой ассоциации, заключенных в серпентинитовых песчаниках и конгломератах и осадочных брекчиях. Эта толща накапливалась за счет размыва и переотложения материала офиолитового комплекса и серпентинитового меланжа, в период его выжимания и перемещения по поверхности. Выше залегают аллохтонные пластины из пород офиолитового комплекса — серпентинитов (частично в виде меланжа), габброидов, диабазов, базальтов и радиоляритов. Они «запечатаны» неавтохтонным комплексом, который начинается с трансгрессивно залегающих мелководных, грубообломочных (местами с основными

вулканитами) отложений позднеконьякского—раннесантонского возраста (до 0,5 км), перекрываемых слоистыми известняками верхнего сенона (0,5–1 км).

В Мисхано—Зангезурской и Веди—Ордубадской зонах верхнемеловые отложения, несогласно залегающие на разных горизонтах палеозоя и триаса, выражены толщами известняков и мергелей (до 1–1,5 км). В осевой части Веди—Ордубадской зоны, в верховьях р. Веди, в средней части карбонатного разреза присутствует олистостромовая толща коньякского возраста с обломками пород офиолитовой ассоциации, перекрытая тектоническими покровами эффузивно—радиоляритового и габбро—серпентинитового состава общей толщиной до 1,5 км. Ее трансгрессивно перекрывает неоавтохтонная серия верхнего коньяка—сенона, сложенная внизу грубообломочными отложениями, переходящими сверху в карбонатную толщу. Офиолитовые покровы Севанской и Еревано—Ордубадской зон происходят либо из самостоятельных корней, находившихся в их пределах, либо из общей корневой полосы, располагавшейся внутри Севанской зоны или между ней и Еревано—Ордубадской зоной (Севано—Зангезурский шов). На крайнем юго—западе Малого Кавказа меловые отложения отсутствуют.

Образования палеоцена и эоцена, выраженные мощными (до 5–7 км) осадочно—вулканогенными сериями с остатками нуммулитов, выполняют частные геосинклинальные прогибы Малого Кавказа и Талышский прогиб. Наиболее мощная вспышка вулканизма в них отвечает среднему эоцену. В Аджаро—Триалетской зоне палеоцен—нижний эоцен представлен флишоидной туфогенно—терригенно—карбонатной толщей (до 1–2 км). Средний эоцен выражен лавами, туфами и туфобрекчиями толеит—базальтового и андезитового состава в осевой полосе и субщелочными базальтами на ее флангах (до 3–5 км), которые в восточной части зоны замещаются мергелями, аргиллитами, песчаниками и олистостромами из обломков палеогеновых и верхнемеловых пород. Трансгрессивно, местами несогласно залегающий верхний эоцен на юго—западе зоны сложен вулканитами андезитового и базальтового, а на северо—западе щелочно—базальтового и трахитового состава; к востоку они переходят в песчано—глинистые и отчасти мергельные отложения (до 1–2 км в районе Тбилиси).

В Севанской зоне на известняках верхнего сенона согласно или с перерывом залегают известняки и мергели палеоцена, перекрываемые туфогенно—терригенно—карбонатными, частью флишоидными отложениями нижнего эоцена. Выше следует мощная (до 1,5–2 км) вулканогенная толща среднего эоцена, сложенная лавами, туфами и туфобрекчиями андезитов и отчасти риолито—дацитов с линзами нуммулитовых известняков. На разные ее горизонты несогласно налегает верхнеэоценовая вулканогенная толща пестрого состава (базальты, андезиты, дациты, а также трахиты и другие щелочные породы), в основании которой присутствует галька предверхнеэоценовых гранитоидов. В свою очередь она прорывается телами гранитов и Памбакским щелочным массивом предолигоценного возраста.

В восточной части Еревано—Ордубадской зоны разрез палеоцена—эоцена (до 4 км) близок к разрезу Севанской зоны, но перерыв и несогласие в основании верхнего эоцена отсутствуют. В конце эоцена — начале олигоцена здесь происходит становление крупнейшего Мегри—Ордубадского плутона и других тел гранитоидов. К западу вулканогенные толщи замещаются туфогенно—осадочными. В районе Еревана палеоцен и эоцен выражены серией ритмичного чередования туфопесчаников, мергелей и известняков с нуммулитами. На среднем

участке зоны палеоцен и нижний эоцен отсутствуют, а средний и верхний эоцен выражен мелководными песчано-глинистыми отложениями и известняками мощностью не более 1 км. В Талышской зоне палеоцен — низы эоцена представлены туфогенно-терригенной толщей. Выше следуют вулканогенные толщи андезитобазальтового (средний эоцен) и щелочного состава (верхний эоцен), частично замещаемые туфогенно-терригенными отложениями. Общая мощность палеоцена-эоцена достигает 3,5–5 км.

Олигоцен и ранний миоцен в развитии Кавказской области отвечают стадии, переходной от геосинклинального этапа к орогенному. На большей ее части отложения этого возраста выражены майкопской серией, представляющей мощную толщу темно-серых и бурых глин с прослоями алевролитов и песчаников с конкрециями сидерита, анкерита, кальцита и пирита (от 0,5–1 до 2–4 км). Она покрывает всю зону Предкавказских прогибов и прилегающую с севера территорию Скифской плиты, зоны периклинальных окончаний Большого Кавказа и большую часть площади Закавказской межгорной зоны (кроме центральных участков Рионской, Нижнеуруинской впадин и Дзирульского выступа), а также Нижнеараксинскую впадину и Талышскую зону. Отложения майкопской серии, как правило, бедные органическими остатками (рыбы, ostracods и pteropods, пелециподы эстуарного типа, бентосные фораминиферы, диатомеи), накапливались в обширном озере-море Восточный Паратетис, обособившемся в начале олигоцена от располагавшегося южнее бассейна Тетис (Средиземноморского).

В последнее время сейсмоакустическими исследованиями было установлено, что нижняя часть майкопских отложений в Предкавказье представляет как бы гигантскую косослойчатую серию с наклоном слоев к югу. Подавляющая часть терригенного материала майкопской серии приносилась с севера, с территории Русской плиты, и частично сгружалась в зоне Предкавказских прогибов, а частью отлагалась на Большом Кавказе (на месте которого существовала, по-видимому, зона мелководий с отдельными островками) или переносилась через него, достигая Закавказской межгорной зоны и Талыша. На северной окраине Дзирульского выступа (острова) трансгрессивно залегающая нижняя часть серии выражена мелководно-прибрежными песчано-алевритовыми осадками с пластовыми залежами марганцевых руд никопольского типа (у г. Чиатуры).

С юга майкопский бассейн ограничивали поднятия, возникшие в Аджаро-Триалетской зоне и расположенных юго-восточнее зонах Малого Кавказа. К югу от них, в остаточных Ахалцихской и Ереванской впадинах, в раннем-среднем олигоцене отлагались песчано-глинистые осадки с прослоями лигнитов (в Ахалцихе) и известняков с остатками нуммулитов, пелеципод и гастропод, указывающих на связь с бассейном Тетис (в Приереванском районе). В юго-восточной части Еревано-Ордубадской зоны им соответствует туфогенно-обломочная лагунно-континентальная толща. Верхний олигоцен — нижний миоцен в Ахалцихской и Ереванской впадинах выражены лагунными гипсоносными терригенно-туфогенными пестроцветными толщами, а в юго-восточных частях Севанской и Еревано-Ордубадской зон — пестрыми по составу вулканитами известково-щелочного и щелочного ряда.

Отложения нижнего-среднего миоцена, плиоцена и антропогена, широко распространенные в Предкавказских прогибах и впадинах Закавказской и Среднеараксинской межгорных зон, представлены мощными толщами тонко-

обломочных нижних (средний миоцен—средний сармат) и более грубообломочных, в значительной мере континентальных верхних моласс (верхний сармат — антропоген). На Большом и Малом Кавказе различным горизонтам неогена и антропогена отвечают прерывисто развитые континентальные осадочные и вулканические образования.

Средне- и верхнемиоценовые отложения Предкавказья и Закавказья накапливались в едином обширном сложно разветвленном внутриконтинентальном понтическом бассейне Восточного Паратетиса, а плиоценовые — в обособившихся в конце понтического века Черноморском и Каспийском озерах-морях. Отложения среднего миоцена (тарханский, чокракский, караганский, конкский горизонты), а также нижнего, среднего и частично верхнего сармата выражены тонкообломочными (глины, алевроиты, пески и песчаники) и карбонатными осадками. Среди них различаются мелководные (ракушечники, биогермные мшанковые известняки, пески и песчаники) и относительно глубоководные фации (глины, мергели), приуроченные к внутренним частям прогибов. Роль Большого и Малого Кавказа в питании краевых и внутренних прогибов тонкообломочным материалом возросла по сравнению с таковой в майкопское время, однако, судя по составу обломочного материала песчаников (кварц и акцессорные минералы гранитогнейсового парагенезиса) в среднемиоценовых отложениях Терского прогиба, основным источником сноса оставалась Восточно-Европейская платформа. Отложения верхнего сармата характеризуются погрубением обломочного материала, появлением конгломератов и замещением бассейновых осадков континентальными (галечники, пески, суглинки) на значительных участках Восточного Предкавказья и разобшившихся в сармате Рионской и Куринской впадин. В меотисе и понте зоны континентальной седиментации еще больше расширяются, а зоны накопления бассейновых осадков оттесняются в стороны Черноморской и Каспийской депрессий. В составе галечного материала, сносившегося с Большого Кавказа, в верхнем сармате резко преобладают известняки верхней юры и мела, а в меотисе-понте сильно возрастает роль сланцев лейаса, гранитов и метаморфических пород доюрского фундамента, что говорит о глубоком размыве этого растущего поднятия. Общая мощность среднего и верхнего миоцена в Кубанском прогибе достигает 2–3 км, в Терско-Каспийском — 3–4 км, в краевых частях Рионской впадины — 2–4 км, а в Куринской — 3–5 км.

На Большом Кавказе, за исключением горы Шахдаг на юго-востоке, где на высоте до 3,5 км сохранился останец сармата, и Рача-Лечхумского прогиба на южном крыле, где присутствуют средний миоцен и низы сармата (до 0,7 км), миоценовых отложений нет. К позднему миоцену относится внедрение гипабиссальных тел граносиенит-порфиоров в Минераловодском районе.

Отложения среднего миоцена и сармата (до 1–3 км), выраженные мелководно-бассейновыми, лагунными и пресноводными фациями (глины, пески и песчаники, конгломераты, гипсы, каменная соль, битуминозные сланцы и лигниты, прослой мергелей, мшанковых известняков, пеплов), выполняют остаточные Севанскую и Ереванскую впадины на Малом Кавказе, а также Араратскую и Нахичеванскую впадины в Приараксинском прогибе. В отдельные моменты среднего миоцена и сармата эти впадины, судя по остаткам фауны Понто-Каспийского бассейна, вступали в связь с Куринской депрессией. К верхнему сармату, меотису и понту на Ахалкалакском и Центральноармянском нагорьях относятся несогласно залегающие на донеогеновых образованиях тол-

щи наземных вулканитов, выраженных пирокластолитами (туфы, туфобрекчи, пемзы, пеплы) и лавами трахилипаритового и главным образом андезитового состава (до 0,5–1 км).

Плиоценовые и четвертичные отложения в Западно-Кубанском (до 1–1,5 км) и западной части Терского краевого прогиба (до 2–3 км) выражены континентальными осадками типа галечников (до валунных), песков и суглинков. В Восточном Предкавказье и низовьях Кубани они замещаются терригенными осадками Каспийского и Черноморского бассейнов и чередуются с ними; последние покрывают Таманскую и Апшероно-Кобыстанскую зоны периклинальных окончаний Кавказа, достигая в последней зоне мощности 3–5 км, и глубоко проникают в Рионскую и Куринскую межгорные впадины. На рубеже миоцена и плиоцена Каспийский водоем испытал крупнейшую регрессию, сопровождавшуюся резким (на 0,5 км) падением уровня и глубоким врезом долин рек, стекавших в него с Кавказа (палео-Терек, палео-Кура, палео-Аракс и пр.). Нижний плиоцен в Апшероно-Кобыстанской зоне выражен песчано-глинистыми отложениями продуктивной (нефтеносной) толщи (до 2–3,5 км), отложившейся в прибрежно-дельтовых условиях в краевой части сильно сократившегося Каспийского водоема.

Судя по составу обломочного материала, близкому к таковому современной дельты Волги, продуктивная толща на Апшеронском полуострове накопилась за счет его приноса с севера, с Восточно-Европейской платформы, палео-Волгой. Выше в восточной части Куринской впадины залегают отложения, отвечающие трансгрессиям Каспия — позднеплиоценовой (акчагыльской), эоплейстоценовой (апшеронской) и плейстоценовым (бакинской, хазарской и хвалынской), переслаивающиеся и замещающиеся к западу аллювиальными и пролювиальными отложениями Куры и Аракса.

На Большом Кавказе к верхнему плиоцену относятся древнейшие наземные вулканические образования Эльбрусской и Казбекской вулканических областей. В первой из них они выражены игнимбритами, лавами и туфами липаритового состава, с которыми связаны наиболее молодые гранитоидные массивы (Тырныауз), во второй — пирокластолитами и лавами андезитодацитов. В плейстоцене и голоцене происходили неоднократные извержения андезитов и андезитодацитов, создавшие полигенный вулкан Эльбрус и ряд более мелких вулканических конусов и лавовых потоков в Казбекской области. В связи с прогрессирующим похолоданием климата и возрастанием высоты гор вследствие воздымания в позднем плиоцене и антропогене проявились неоднократные горно-долинные оледенения, оставившие следы в виде разновозрастных моренных накоплений (древнейшие из них сохранились благодаря вулканической “бронь” в Эльбрусской и Казбекской областях) и форм экзарационного ледникового рельефа — трогов, цирков, каров и пр. Реликтами позднечетвертичного оледенения Большого Кавказа являются многочисленные современные ледники. Длина крупнейшего из них — Безингийского — достигает 10 км.

На Малом Кавказе в плиоцене и антропогене продолжались относительное опускание и накопление озерных и связанных с ними континентальных осадков в Севанской и других внутригорных котловинах. На Ахалкалакском и Центральноармянском нагорьях в позднем плиоцене возобновились извержения, создавшие мощные покровы андезитобазальтовых и базальтовых лав и ряд полигенных вулканов (Арагац и др.), образованных более кислыми лавами и

туфами. Вспышки излияний андезитобазальтовых и андезитовых лав, а в районе Арагаца также извержений дацитовых игнимбритов неоднократно повторялись в плейстоцене, а местами и в голоцене. В связи с большей сухостью климата и меньшими абсолютными высотами четвертичное оледенение проявилось на Малом Кавказе значительно слабее, чем на Большом.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА

О проявлениях байкало-салаирского магматизма в Кавказской области свидетельствуют широкое развитие ортогнейсов, амфиболитов, порфиритоидов и порфиридов среди верхнепротерозойских метаморфических образований Большого Кавказа, Грузинского срединного массива и Малого Кавказа и прорывание их в Бечасынской зоне вендско-кембрийскими гранитоидами.

Магматические образования геосинклиального этапа герцинского цикла широко представлены на Большом Кавказе. К ним относятся досилурийские габброиды, диабазы и спилиты офиолитовой ассоциации и силурийские вулканиды аллохтонного комплекса зоны Передового хребта, основные и кислые девонские эффузивы и туфы островодужного типа, их аналоги в зонах Главного хребта (метавулканиды лабинской серии) и южного склона (метавулканиды низов десской серии), примерно одновозрастные им плагиограниты и среднепалеозойские плагиограниты. Далее следуют проявления орогенного магматизма — позднепалеозойские микроклиновые граниты, образовавшиеся на месте в процессе гранитизации и внедренные в зонах Бечасынской, Главного хребта, Дзирульского выступа и северной части Малого Кавказа (Храмское, Локское поднятия), а также комагматичные им кислые вулканиды среднего-позднего карбона и перми в зоне Передового хребта, Дзирульском и Храмском поднятиях.

Проявления альпийского магматизма в геосинклинали Большого Кавказа связаны в основном с раннегеосинклиальной стадией. Они начинаются извержениями кислых вулканидов в раннем лейясе, далее следуют подводные базальтовые излияния в среднем лейясе и извержения вулканидов основного и кислого состава в аалене. Наиболее мощными были извержения андезитобазальтовой магмы и ее более кислых дифференциатов в байосе, охватившие огромные территории на южном фланге геосинклинали Большого Кавказа, в Закавказской зоне срединных массивов и в геосинклинали Малого Кавказа и завершившиеся внедрением комагматичных этим вулканидам диорит-гранодиоритовых интрузий.

Последующие проявления альпийского магматизма имели место в основном в геосинклинали Малого Кавказа, кора которой испытала в юре наибольшее растяжение, и отчасти в Закавказской зоне срединных массивов. На северном фланге этой геосинклинали извержения и гранодиоритовые интрузии периодически возобновлялись в течение поздней юры, раннего и позднего мела. В ее осевой части с корой океанического типа в средней(?)—поздней юре и неокоме происходят подводные извержения базальтов и накапливаются кремнистые толщи, завершающие разрез мезозойской офиолитовой ассоциации Севанской зоны. Несколько фаз мощного подводного существенно андезитового (и местами субщелочного и щелочного) вулканизма в частных позднегеосинклиальных прогибах — Аджаро-Триалетском, Севанском, Еревано-Ордубадском и Талышском — имели место в среднем-позднем эоце-



не. Их закрытие в позднем эоцене — начале олигоцена сопровождалось становлением гранитоидных и местами щелочных массивов.

Проявления альпийского позднеорогенного магматизма на Большом Кавказе сосредоточены в полосе Транскавказского поднятия и выражены в становлении позднемиоценовых и плиоценовых гранитоидных, а также субщелочных массивов и в наземных позднеплиоценовых и четвертичных извержениях в Эльбрусской и Казбекской областях. Гораздо более мощные вспышки позднеорогенного наземного вулканизма на Малом Кавказе происходили в позднем миоцене, позднем плиоцене и антропогене, охватили обширные территории и характеризовались огромным объемом продуктов извержений (несколько десятков тысяч кубических километров) и разнообразием их состава (лавы и пирокластолиты базальтов, андезитобазальтов, андезитов, дацитов и риолитов).

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

В геологической истории Кавказа различают три цикла геосинклинального развития — байкало-салаирский (поздний рифей — начало кембрия), герцинский (палеозой—триас) и альпийский (юра—кайнозой). Хотя выступы добайкальского фундамента на Кавказе не обнаружены, можно предполагать, что Кавказский сегмент Средиземноморского пояса был заложен на континентальной коре, подвергшейся в позднем протерозое раздроблению и растяжению, но не испытавшей полного разрыва, поскольку древнейшие известные на Кавказе породы — верхнерифейско-вендские (?) метаморфические комплексы в зоне Главного хребта (макерская серия), в Бечасынской зоне, на Дзирульском выступе и на Малом Кавказе — имеют преимущественно метатерригенный состав, включают обломочный кварц и циркон; основные вулканы (превращенные в амфиболиты) составляют в них не более 20%, а метаморфические образования, которые могли бы возникнуть из ультрабазитов офиолитовой ассоциации, отсутствуют. Тот факт, что в различных зонах Кавказа радиометрически установлены две фазы метаморфизма и становления гранитоидов, датируемые 790–870 и 650–500 млн лет, позволяет допустить на Кавказе, как и в Карпатах, проявление в позднем докембрии двух самостоятельных циклов — раннебайкальского (дальсландского), закончившегося в начале позднего рифея (он фиксируется также в Горном Крыму), и позднебайкальского (или салаирского), завершившегося в венде-кембрии. Ограниченное развитие гранитоидов и моласс, представленных лишь обломочной толщей верхнего (?) кембрия—ордовика в Бечасынской зоне, указывает на неполноту этих циклов, не завершившихся отчетливо выраженным орогенным этапом.

Большой полнотой и масштабом горизонтальных движений характеризуется герцинский цикл, для которого можно наметить тектоническую зональность (рис. 24). Ширина геосинклинального пояса в пределах Кавказского сегмента в герцинском цикле по сравнению с позднебайкальско-салаирским существенно сократилась, так как его южная часть, охватывающая Малый Кавказ и расположенные к югу от него территории Ирана и Восточной Турции, а возможно и Закавказскую межгорную зону, испытали в венде-кембрии консолидацию и причленились к Африкано-Аравийской платформе. В герцинском цикле различаются четко выраженные собственно геосинклинальный этап и орогенный этап, отмеченный становлением гранитоидов, горообразованием и

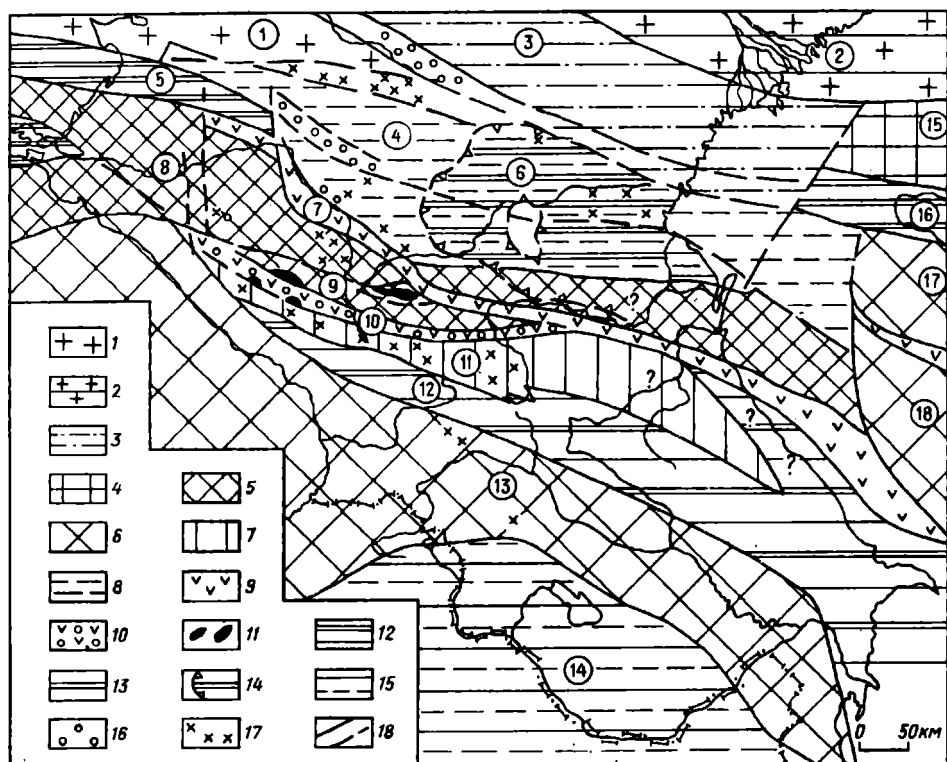


Рис. 24. Схема тектонического строения доальпийского (доюрского) основания Кавказской области (по материалам А.А.Белова и А.И.Летавина, с упрощениями и изменениями) без палинспастических построений:

1-2 - древняя Восточно-Европейская платформа; 1 - выступы допозднепротерозойского фундамента; 2 - глубокие синеклизы; 3 - Донецко-Промысловская аалакогеосинклинальная герцинская складчатая зона; 4 - Северо-Устюртский метаплатформенный массив; 5-17 - Средиземноморский геосинклинальный пояс: 5 - антиклинории, в основном сложенные байкальским (позднепротерозойским) комплексом; 6 - позднебайкальские (и, может быть, более древние) метаморфические комплексы срединных массивов, частично переработанные процессами магматизма и метаморфизма в герцинское время; 7 - герцинские антиклинории инверсионного типа (?), сложенные допалеозойскими ранне-среднепалеозойскими метаморфизованными комплексами; 8 - герцинские миогеосинклинальные (сланцевые) складчатые зоны; 9 - раннегерцинские эвгеосинклинальные складчатые зоны; 10 - то же, с наложенными позднепалеозойскими молассовыми впадинами; 11 - раннепалеозойско-силурийские офиолитовые комплексы; 12 - герцинско-древнекиммерийские миогеосинклинальные прогибы, сложенные сланцевыми толщами среднего палеозоя—триаса; 13 - древнекиммерийская складчатая зона; 14 - контур синдревнекиммерийской субплатформенной Восточно-Предкавказской впадины, выполненной верхнепермскими и триасовыми отложениями; 15 - Иранская эпипайкальская плита со средне-верхнепалеозойско-триасовым чехлом; 16 - позднепалеозойские молассы; 17 - герцинские гранитоиды; 18 - границы тектонических зон.

Цифрами в кружках обозначены: 1 - Ростовский выступ Украинского щита; 2 - Прикаспийская синеклиза; 3 - Донецко-Промысловская герцинская складчатая зона (синклинорий); 4 - Предкавказская складчатая зона; 5 - Приазовская древнекиммерийская складчатая зона; 6 - Восточно-Предкавказская наложенная древнекиммерийская впадина; 7 - Кропоткинско-Невинномысский грабен-синклинорий; 8 - Крымско-Предкавказский антиклинорий; 9 - Бечасынский антиклинорий; 10 - герцинский грабен-синклинорий Передового хребта; 11 - антиклинорий Главного хребта; 12 - древнекиммерийский синклинорий южного склона (Сванетский); 13 - Закавказский срединный массив; 14 - Иранская эпипайкальская плита; 15 - Северо-Устюртский метаплатформенный массив; 16 - Мангышлакская древнекиммерийская складчатая зона (синклинорий); 17 - Южно-Мангышлакский массив; 18 - Карагаозский массив

накоплением моласс в межгорных впадинах. В геосинклинальном этапе различаются ранняя стадия заложения геосинклинальных прогибов (ордовик—начало девона) с преобладанием горизонтального растяжения коры, доходившего до возникновения зон с корой океанического типа, в которых формировалась офиолитовая ассоциация и проявлялся толент-базальтовый вулканизм, и зрелая стадия, с которой связаны первые импульсы сжатия и проявления известково-щелочного вулканизма. Этот этап в ряде зон завершается в раннем карбоне судетской фазой сильного сжатия, но местами затягивается до триаса.

Главными тектоническими зонами Кавказа (не считая Предкавказья, где в палеозое существовали прогибы миогеосинклинального типа) в пределах доступной изучению полосы Транскавказского поперечного поднятия на этом этапе являлись (с севера на юг): Бечасынская геоантиклинальная зона (с небольшим Хасаутским прогибом); эвгеосинклинальная зона Передового хребта, возможно представляющая северный фланг более широкого прогиба с корой океанического типа, который возник в ордовике-силуре и подвергся сильнейшему сжатию в раннем карбоне; геоантиклинальная зона Главного хребта, либо существовавшая с начала палеозоя, либо, как предполагает Ш.А.Адамия, образовавшаяся в результате инверсии раннегерцинского геосинклинального прогиба; миогеосинклинальная зона южного склона (Сванетская), где погружение и накопление преимущественно сланцевых толщ продолжалось до триаса и завершилось сжатием и складкообразованием в конце триаса (т.е. в древнекиммерийскую фазу).

В более северных зонах Кавказа после судетской фазы сжатия, приведшей к раздавливанию трога с корой океанического типа, шарьированию офиолитового комплекса его ложа на зону Передового хребта и превращению ее в сложную синформу, с конца раннего карбона начался орогенный этап. На этом этапе антиклинальные зоны — Бечасынская и Главного хребта — стали ареной проявления процессов метаморфизма и гранитизации, интенсивного поднятия и денудации, а в зоне Передового хребта возникли межгорные впадины, заполнявшиеся в среднем-позднем карбоне угленосными, а в перми — начале триаса красноцветными континентальными молассами. К западу и к востоку от полосы Транскавказского поперечного поднятия в зонах Передового и Главного хребтов в поздней перми возобновилось общее погружение и началось накопление терригенно-карбонатных осадков.

В пределах Грузинского массива и северной части Малого Кавказа в палеозое располагалась область преобладающего поднятия, кора которой в орогенном этапе герцинского цикла испытала сильный прогрев, проявившийся в позднегерцинском метаморфизме, кислотном вулканизме и гранитообразовании. Возможно, однако, что в Закавказье существовало несколько поднятий, разделенных частными геосинклинальными прогибами. Фрагментом одного из них может являться узкая тектоническая зона с остатками офиолитов и различных палеозойских пород в восточной части Дзирульского выступа. В южной части Малого Кавказа, входившей в состав эпибайкальской плиты на северной периферии Африкано-Аравийской платформы, в среднем-позднем палеозое и триасе накапливались глинисто-карбонатные мелководные отложения умеренной мощности. Ни магматизма, ни складчатости, ни метаморфизма эта область в герцинском цикле не испытала, и отзвуками герцинских движений оказались в ней лишь перерыв между ранним карбоном и пермью и регрессия в конце триаса.

Несомненно, что в начале герцинского цикла Кавказский сегмент Средиземноморского пояса подвергся сильному горизонтальному растяжению, приведшему к образованию раздвиговых зон с корой океанического типа. Однако их число, первоначальное положение и ширина недостаточно ясны. Одни исследователи считают их относительно узкими рвами, другие придают им скеанический масштаб ("океан Палеотетис"). Одни помещают гипотетическую зону с океанической корой между зонами Передового и Главного хребтов, считая ее следом ("рубцом") Тырнаузский шов, другие предполагают, что она находилась непосредственно южнее зоны Главного хребта и была впоследствии "задвинута" при ее надвигании к югу. Одни считают эту "корневую" офиолитовую зону единственной, другие допускают существование других подобных ей офиолитовых рвов (в Бечасынской зоне, на Дзирульском выступе). Спорным вопросом являются также происхождение и возраст поднятия зоны Главного хребта и характер ее развития на собственно геосинклинальном этапе герцинского цикла.

Альпийский цикл развития в Кавказском сегменте начался в лейасе, т.е. позднее, чем в Карпатах и Горном Крыму (предъюрские поднятия и складкообразовательные движения древнекиммерийской фазы на Кавказе по существу завершают герцинский цикл). Альпийская история Кавказа — в основном история заложения, длительной эволюции геосинклинальных прогибов Большого и Малого Кавказа, их замыкания и преобразования в складчатые горные сооружения. По особенностям структурного положения и развития эти прогибы существенно отличаются друг от друга. Альпийская геосинклиналь Большого Кавказа оказалась несколько смещенной к югу относительно положения главного эвгеосинклинального прогиба герцинского цикла (т.е. зоны Передового хребта и Тырнаузского шва), а ее осевая часть унаследовала позицию герцинского миогеосинклинального прогиба южного склона (рис. 25). Альпийская геосинклиналь Малого Кавказа, напротив, по-видимому, была заложена в пределах южной части Средиземноморского пояса, консолидированной в конце байкало-салаирского цикла. Еще одна зона геосинклинальных прогибов Восточного Тавра и Загроса, отделенная от Малокавказской геосинклинали Южно-Армянским и Центральноиранским срединными массивами, возникла в альпийском цикле к югу от нее. В целом Средиземноморский геосинклинальный пояс в пределах Кавказского сегмента в альпийском цикле заметно сместился к югу, а его общая ширина возросла.

Сиалический фундамент альпийской геосинклинали Большого Кавказа испытал при ее заложении растяжение, был утонен и раздроблен глубокими трещинами и разломами, но не полностью разорван, о чем свидетельствуют выступы домезозойского основания в ряде продольных зон и резкое преобладание в юрско-палеогеновом разрезе осадочных формаций (песчано-сланцевых на ранней и терригенно-карбонатных на зрелой стадии развития). Вулканы (кислого состава в момент заложения геосинклинали в раннем лейасе, затем толеит-базальтового и, наконец, контрастного в период наиболее интенсивного погружения в среднем лейасе и аалене) играют в целом подчиненную роль и присутствуют, как и диабазовые дайки, почти исключительно в осевой зоне геосинклинали, а офиолиты или габброиды отсутствуют. Эти черты позволяют рассматривать прогиб Большого Кавказа на ранней стадии альпийского цикла в качестве мезогеосинклинального, а на зрелой — миогеосинклинального. Мощный андезитобазальтовый и андезитовый вулканизм, проявившийся в бай-

осе на южном крыле геосинклинали, не был органически связан с ее развитием, но имел ареальный характер и охватил огромную территорию Закавказья, включающую Грузинский и Азербайджанский срединные массивы и значительную часть геосинклинали Малого Кавказа, и, очевидно, контролировался глубинными тектонотермальными процессами, общими для этих зон<sup>1</sup>.

В отличие от геосинклинали Большого Кавказа, в которой максимальное погружение и весь вулканизм (кроме южного крыла) имели место в начале

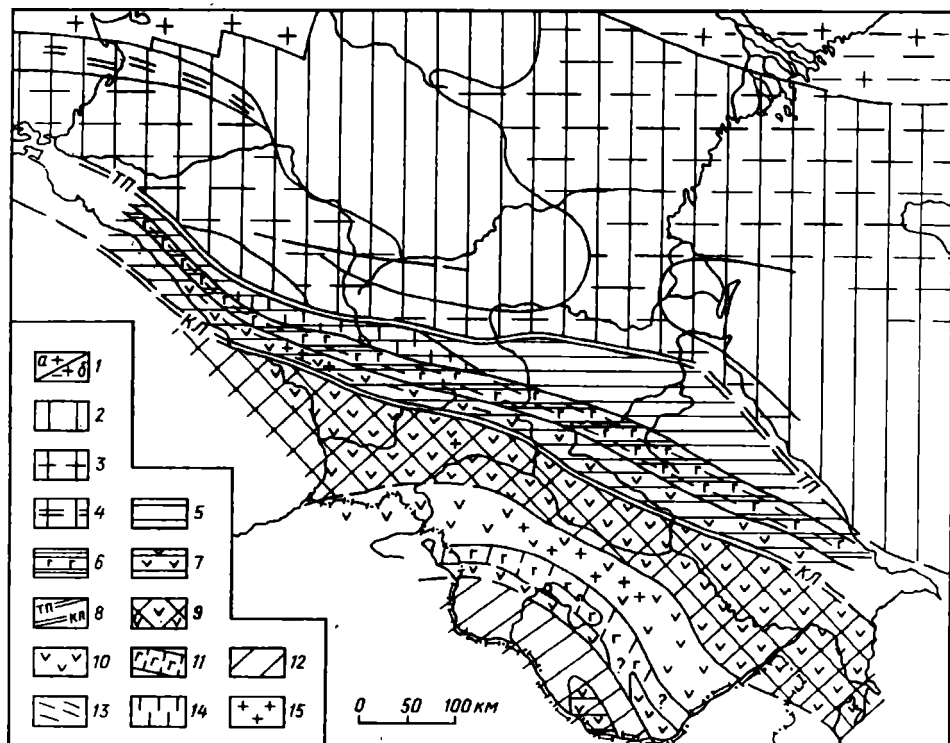


Рис. 25. Палеотектоническая схема Кавказа для раннегеосинклинальной стадии альпийского цикла (лейас-доггер) (без палинпастических построений):

1 - Восточно-Европейская древняя платформа (*a* - приподнятые, *b* - опущенные участки); 2-4 - эпипалеозойские плиты: 2 - поднятия; 3 - впадины; 4 - древнекиммерийские складчатые зоны; 5-7 - мезогеосинклинали Большого Кавказа: 5 - умеренно погруженная северная периферическая зона; 6 - наиболее погруженная осевая зона (с проявлениями основного вулканизма в лейасе и аалене) с сильно утоненной и растанутой корой; 7 - умеренно погруженная южная периферическая зона с мощными проявлениями андезитобазальтового вулканизма в байосе; 8 - Тырнауз-Пшекишская (ТП) и Кахетино-Лечхумская (КЛ) краевые шовные зоны; 9 - зона Закавказских срединных массивов с мощными проявлениями вулканизма в байосе; 10-11 - эвгеосинклинали Малого Кавказа: 10 - периферические зоны с мощными проявлениями андезитобазальтового и кислого вулканизма в байосе и бате; 11 - осевая (Севанская) зона, испытавшая сильное растяжение с новообразованной в догтере (?) корой океанического типа; 12 - Южно-Армянский срединный массив - поднятие; 13 - то же, прогибы; 14 - участки, испытавшие на рубеже догтера и мальма сжатие и складчатость (юно-киммерийская фаза); 15 - гранодиоритовые массивы, интродуцированные в конце догтера

<sup>1</sup> По мнению некоторых исследователей, байосский известково-щелочной вулканизм и комагматичный ему плутонизм Закавказского вулканического пояса ("островной дуги") были связаны с существованием активной в средней юре палеозоны субдукции, погружавшейся к северо-востоку от глубоководного желоба с океанической корой в Севанской зоне.

раннегеосинклинальной стадии (в лейасе—аалене), в геосинклинали Малого Кавказа погружение в лейасе—аалене было незначительным, а вулканизм впервые мощно проявился в байосе и неоднократно возобновлялся, распространяясь на более северные и южные зоны, на протяжении поздней юры, мела и палеогена. Общая интенсивность и длительность вулканизма и генетически связанных с ним интрузивных процессов на собственно геосинклинальном этапе развития Малокавказской геосинклинали многократно превосходят таковые Большого Кавказа, что позволяет с полным правом считать ее эвгеосинклиналью. Значительно большим был в геосинклинали Малого Кавказа и масштаб горизонтального растяжения, приведшего в средней (?) юре к возникновению в ее осевой части рва с корой океанического типа, а по предположению некоторых исследователей — даже океаноподобного бассейна.

В развитии геосинклинали Большого Кавказа различаются две главные стадии. Завершившая раннюю стадию первая фаза сильного сжатия в конце средней юры привела к возникновению в ней осевой складчато—глыбовой геодантиклинальной зоны инверсионного, а в центральном сегменте Кавказа — возрожденного характера и обособлению прогибов субплатформенного типа к северу и флишевого типа — к югу от нее, развивавшихся в течение зрелой геосинклинальной стадии. Глубокие флишевые прогибы замкнулись и испытали интенсивные складчато—надвиговые деформации со смещением масс к югу в конце эоцена—олигоцене, а Северо—Кавказский прогиб был частично затронут более слабым складкообразованием в неогене.

Геосинклиналь Малого Кавказа несколько запаздывала в своем развитии, и оно протекало более сложно. Предкелловейское сжатие в ней проявилось относительно слабо, и погружение и растяжение в ее осевой, Севанской, зоне с корой океанического типа, в которой формировалась базальт—радиоляритовая серия, по—видимому, продолжались почти до конца раннего мела (рис. 26). Существенную роль сыграли на Малом Кавказе деформации сжатия австрийской фазы в середине мела, когда офиолитовый комплекс в осевой зоне геосинклинали впервые подвергся сжатию и стал выдавливаться кверху, расползаться в стороны и разрушаться, образуя тектонические покровы, зоны серпентинитового меланжа и олистостромовые толщи. Эти процессы продолжались в Севанской зоне до раннего сенона включительно. С середины мела тектонический план Малого Кавказа усложнился в результате заложения частных геосинклинальных прогибов — Аджаро—Триалетского, Талышского и Еревано—Ордубадского, наложенных на южные края Закавказских срединных массивов и северный край Южно—Армянского массива. Напротив, зоны, разделявшие эти прогибы и Севанский прогиб, превратились в течение мелового периода в геодантиклинали — инверсионную Сомхето—Карабахскую и остаточную Мисхано—Зангезурскую.

Последняя стадия геосинклинального этапа на Малом Кавказе охватывает большую часть палеогена. В течение этой стадии Аджаро—Триалетский, Талышский, Севанский и Еревано—Ордубадский прогибы испытали глубокое погружение и заполнялись терригенными, нередко флишеидными и мощными вулканогенными образованиями. Главные пароксизмы вулканизма отвечают среднему и отчасти позднему эоцену, когда грандиозные извержения охватили не только прогибы Малого Кавказа, но и огромные территории альпийского пояса в пределах Ирана, Афганистана и Памира, а также смежный участок Южно—Туранской плиты (Бадхыз). Наряду с байосским вулканизмом в Закав-

казском поясе эоценовый вулканизм в этом Средневосточном вулканоплутоническом поясе представляет пример ареального вулканизма, связанного с сильным прогревом литосферы и возникновением гигантской по площади и объему области ее плавления. Существенно андезитовый, а нередко и более кислый

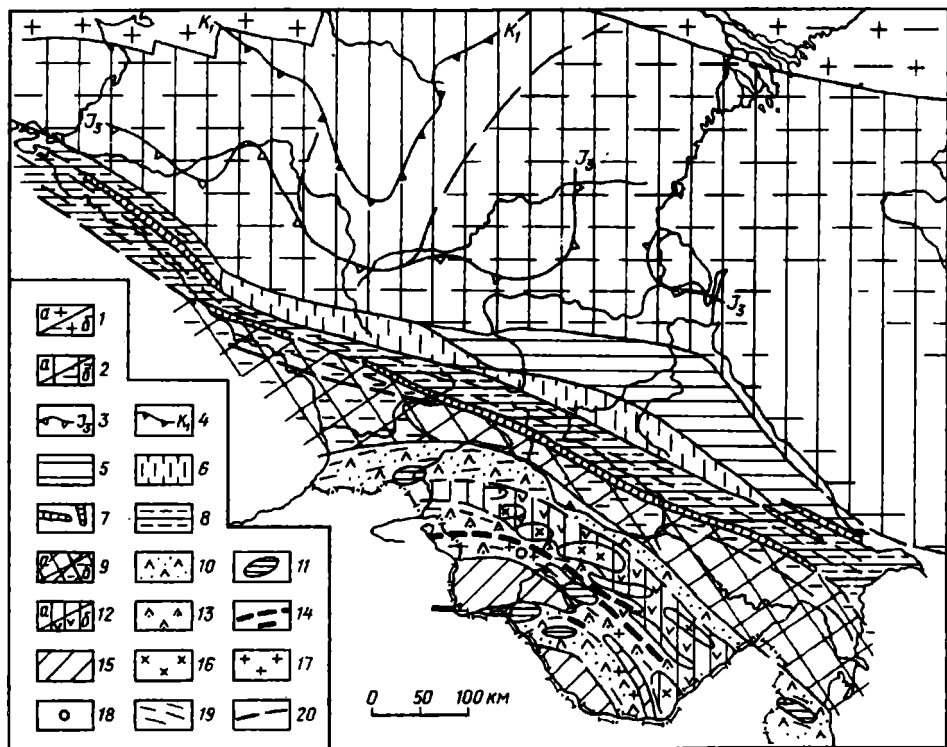


Рис. 26. Палеотектоническая схема Кавказа для зрелой геосинклинальной стадии альпийского цикла (малым-палеоген):

1 - Восточно-Европейская древняя платформа (а - относительно приподнятые, б - опущенные участки); 2 - эпипалеозойские плиты (а - относительно приподнятые, б - опущенные участки); 3 - северная граница распространения мальма; 4 - то же, нижнего мела; 5-8 - миогеосинклинальная система Большого Кавказа; 5 - Северо-Кавказский миогеосинклинальный (нефлишевый) прогиб; 6 - осевая инверсионная геоантиклиналь Большого Кавказа, покрытая осадками небольшой мощности; 7 - узкие гребневидные зоны относительных или абсолютных приразломных поднятий (кордильеры); 8 - флишевые прогибы южного и северо-западной части северного склона Большого Кавказа; 9 - зона Закавказских срединных массивов и причленившаяся к ней Абхазская зона (а - относительно приподнятые, б - опущенные участки); 10-15 - эвгеосинклинальная система Малого Кавказа: 10 - Аджаро-Триалетский, Талышский и Еревано-Ордубадский наложенные позднегеосинклинальные прогибы, выполненные мощными, главным образом верхнемеловыми-эоценовыми, осадочно-вулканогенными образованиями; 11 - остаточные олигоценные депрессии в геосинклинальных прогибах; 12 - Сомхето-Карабахская и Кафанская инверсионные геосинклинальные зоны (а) и частные прогибы в них (б), выполненные главным образом мальмскими и верхнемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями; 13 - Севанский унаследованный эвгеосинклинальный прогиб на коре океанического типа, подвергшийся сжатию в середине мела и испытывавший глубокое погружение и заполненный мощными осадочно-вулканогенными образованиями в позднем мелу—эоцене; 14 - зоны развития допозднемеловых офиолитов и позднемеловых олистостром в Севанском, а также (в алохтонном залегании?) в Веди-Ордубадском прогибе; 15 - остаточные поднятия в пределах распадающегося Южно-Армянского массива; 16 - среднемеловые гранодиоритовые и плагитогранитные интрузии; 17 - поаднезоценовые и олигоценовые гранитоидные интрузии; 18 - то же, щелочные; 19 - зоны поаднезоценовой и олигоценовой складчатости; 20 - некоторые крупные разломы

состав эоценовых вулканитов указывает на расположение значительной части магматических очагов внутри коры континентального типа.

Некоторые исследователи связывают эоценовый вулканизм Малого Кавказа и всего средневосточного сектора альпийского пояса с гипотетической наклонной к северу палеозоной Беньюфа (зоной субдукции), которая активно развивалась в связи с относительным движением к северу Аравийской платформы и ее поддвижением под альпийский пояс. Однако структурные признаки сжатия в среднем эоцене ни на Малом Кавказе, ни в других вулканических районах альпийского пояса неизвестны, а к югу от него — в северо-западной части Индийского океана, Южной Аравии, Эфиопии и Индии — также широко проявился раннепалеогеновый вулканизм. Возможно, что все эти проявления вулканизма связаны с существованием огромной термальной глубинной аномалии, наложившейся в палеогене на средневосточный сектор альпийского пояса и на прилегающие к нему с юга и отчасти с севера тектонические области. С рубежа среднего и позднего эоцена позднегеосинклинальные прогибы Малого Кавказа начинают отмирать, одновременно с флишевыми прогибами южного склона Большого Кавказа подвергаются деформациям сжатия и внедрению гранитоидных и отчасти щелочных интрузий, и в олигоцене в их пределах остаются лишь небольшие впадины.

Олигоцен и ранний миоцен представляют своеобразную стадию в развитии Кавказа, переходную между собственно геосинклинальным и орогенным этапами альпийского цикла. На месте широких геосинклинальных прогибов Большого Кавказа, впоследствии распавшихся на несколько более узких прогибов, и разделявших их инверсионных, возрожденных и остаточных поднятий в результате отмирания большинства этих прогибов постепенно формируются обширные складчатые сооружения, пока еще слабо выраженные в рельефе и неоднородные по характеру тектонических движений. Растущие сооружения Малого Кавказа, Понта, Балкан, Динарид создают естественный барьер, отгородивший от моря Тетис расположенную к северу от них систему обширных внутриконтинентальных озер-морей — Паратетис, в котором сооружение Большого Кавказа выступало в виде плоского острова, временами скрывавшегося под водой. Одновременно в олигоцене усиливается погружение в Закавказской межгорной зоне (кроме центральных участков Грузинского и Азербайджанского массивов), в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах, в зонах периклинальных погружений Большого Кавказа и в Предкавказье. Однако подавляющая часть песчано-глинистого материала майкопской серии, заполнявшей эти депрессии, приносилась с севера, с Восточно-Европейской платформы, частично перехлестываясь через понижения в сооружении Большого Кавказа, и лишь незначительная часть поступала с отдельных возвышенностей на Большом и Малом Кавказе.

За начало орогенного этапа можно принять начало среднего миоцена, когда сооружения Большого и Малого Кавказа становятся более отчетливо выраженными и усиливается рост зоны Предкавказского поперечного поднятия, приводящий к постепенному разобщению Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов и Рионской и Куринской внутренних впадин в Закавказье (рис. 27). Однако на протяжении раннеорогенной стадии, т.е. до начала позднего сармата, главную роль в питании краевых прогибов тонкообломочным материалом нижних моласс продолжала играть Восточно-Европейская платформа. Воздымание складчатых сооружений в основном компенсировалось их



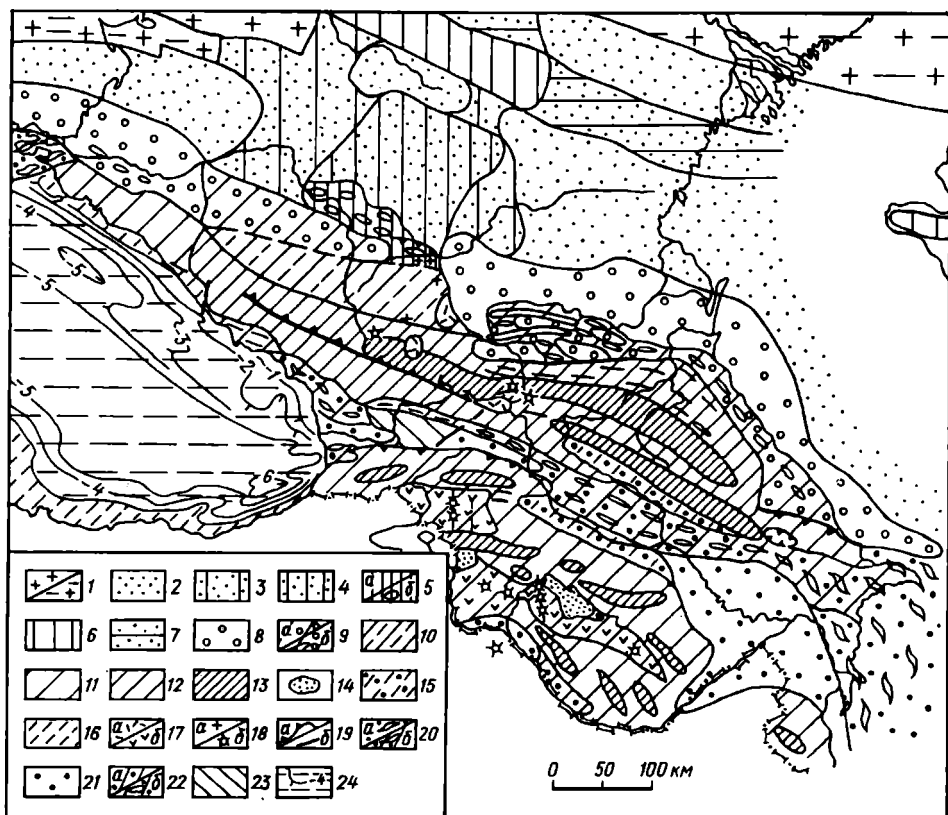


Рис. 27. Палеотектоническая схема Кавказа для орогенного этапа альпийского цикла (неоген-антропоген):

1 - Восточно-Европейская древняя платформа (а - приподнятые, б опущенные участки); 2-7 - эпипалеозойские плиты: 2 - районы умеренных и слабых опусканий; 3 - то же, вовлеченные в плиоцене-антропогене в очень слабое поднятие; 4 - то же, вовлеченные в неогене в слабое или умеренное поднятие; 5 - районы наиболее значительного (до 1-1,5 км) неоген-четвертичного воздымания (а) и локальные поднятия в них (б); 6 - районы умеренного и слабого воздымания в неогене-антропогене; 7 - районы воздымания в миоцене, вовлеченные в плиоцене в опускание; 8-9 - краевые прогибы: 8 - зоны глубокого устойчивого погружения и накопления мощных неоген-антропогеновых моласс; 9 - участки, вовлеченные в плиоцене-антропогене в слабое или умеренное поднятие (а) и складчатость (б); 10-19 - альпийские складчатые сооружения (мегаантиклинории) Большого и Малого Кавказа, в целом испытавшие дифференцированное воздымание: 10 - южная окраина Скифской плиты, вовлеченная в неогене-антропогене в умеренной интенсивности (1-2,5 км) моноклинальное поднятие северного крыла сооружения Большого Кавказа (Лабино-Малкинская зона); 11 - районы умеренного воздымания (до 1-2 км) с конца миоцена; 12 - районы значительного воздымания (до 3-3,5 км с конца миоцена); 13 - районы максимального воздымания (до 4-5 км с конца миоцена); 14 - внутригорные впадины; 15 - участки, вовлеченные в плиоцене-антропогене в опускание Куринской межгорной впадины; 16 - участки, вовлеченные в опускание краевых зон Черноморской впадины; 17 - районы неоген-четвертичного наземного вулканизма (а - кислого, б - преимущественно среднего и основного); 18 - неоген-четвертичные интрузивы (а) и вулканы (б); 19 - разломы типа надвигов и покровов (а) и взбросов и сбросов (б); 20 - зоны периклинальных погружений Большого Кавказа (а) и их участки, вовлеченные в миоцене-антропогене в слабое воздымание (б); 21-23 - зона Закавказских межгорных впадин и Среднеараксинская впадина: 21 - районы устойчивого глубоководного погружения и накопления моласс; 22 - районы, вовлеченные в плиоцене-антропогене в слабое или умеренное воздымание (а) и складчатость (б); 23 - участки срединных массивов, испытавшие умеренное воздымание; 24 - Черноморская глубоководная впадина, испытавшая интенсивное погружение, и изогипсы подошвы неогена в ней

денудацией, а внутри последнего сохранялись остаточные впадины (Севанская, Ереванская), в которые через Куринскую и возникшую в олигоцене—миоцене Среднеараксинскую впадины временами проникали воды Понто—Каспийского бассейна.

В позднем сармате — меотисе (около 10 млн лет назад) интенсивность воздымания Большого и Малого Кавказа заметно возрастает и продолжает оставаться высокой или даже увеличивается в плиоцене и антропогене, т.е. на протяжении всей позднеорогенной стадии. Это приводит к образованию в них горного, а затем и высокогорного рельефа, к возрастанию их роли в питании краевых и внутренних прогибов (превращающихся в предгорные и межгорные впадины) терригенным материалом и существенному погрубению его состава (верхние молассы). Зона Транскавказского поперечного поднятия превращается в главный водораздел Кавказа между Черноморским и Каспийским водоемами. Связи между ними прерываются сначала в Закавказье (в сармате), а затем в Предкавказье (в понте). На рубеже миоцена и плиоцена и в раннем плиоцене (перед ачкагыльским веком) Кавказская область переживает фазу складкообразования, вызванную, по-видимому, возобновившимся сближением Аравийской платформы с Восточно—Европейской. Деформации сжатия в основном проявились в восточной половине Кавказской области и локализовались в Куринской межгорной впадине, южной части Терского краевого прогиба и прилегающей части северного крыла Восточного сегмента Большого Кавказа. Складчато—надвиговые деформации в этих и некоторых других зонах повторялись в конце плиоцена и плейстоцена.

В конце позднего миоцена, позднем плиоцене и антропогене на Малом Кавказе имели место очень мощные, а на Большом Кавказе — менее значительные вспышки наземного вулканизма. Они были приурочены в основном к полосе Транскавказского поднятия и были вызваны существованием пересекающей Кавказский сегмент и уходящей южнее в пределы Афро—Аравийской рифтовой системы зоны высокого теплового потока и подъема астеносферного слоя (Транскавказского мантийного диапира). Общее ухудшение климата в конце плиоцена и антропогене и возникновение высокогорного рельефа на Большом Кавказе обусловили неоднократное возникновение горных оледенений; слабее проявлялись они на Малом Кавказе.

Обзор истории развития Кавказской области в альпийском цикле показывает, что ранняя стадия собственно геосинклинального этапа (лейас—доггер) характеризовалась в ней обстановкой преобладающего горизонтального растяжения, приведшего к сильному утонению континентальной коры в осевой зоне мезогеосинклинали Большого Кавказа, ее раздроблению глубокими магмопроницаемыми разломами и трещинами в Закавказской зоне и полному разрыву и новообразованию коры океанического типа в осевой зоне эвгеосинклинали Малого Кавказа. Начавшаяся на рубеже доггера и мальма и продолжавшаяся до палеогена зрелая геосинклинальная стадия была отмечена неоднократным чередованием обстановок сжатия и растяжения, приводившим к усложнению и перестройкам структурного плана обеих геосинклиналей, и завершилась их замыканием и превращением в складчатые сооружения. Связанный с этой стадией постепенным переходом орогенный этап (неоген—антропоген) протекал в обстановке общего, периодически усиливавшегося горизонтального сжатия коры Кавказской области, обусловившего складчато—надвиговые деформации в краевых прогибах, межгорных впадинах и некоторых перифери-

ческих зонах складчатых сооружений и их общее сводово-глыбовое коробление. Процессы горизонтального растяжения и сжатия в альпийском геосинклинальном поясе, очевидно, сопровождались изменениями его общей ширины и ширины отдельных зон и контролировались соответственно расхождением и сближением обрамляющих его литосферных блоков, а также, вероятно, общими пульсациями Земли.

К числу недостаточно ясных вопросов тектонического развития Кавказа относятся: 1) масштаб горизонтальных движений на отдельных стадиях, и в частности ширина раздвига континентальной коры на Малом Кавказе в течение юры, и общая амплитуда сжатия при формировании альпийских сооружений Большого и Малого Кавказа; 2) количество раздвиговых зон с корой океанического типа на Малом Кавказе и их конкретная локализация: в частности, существовали ли здесь две офиолитовые зоны или одна и где в последнем случае она проходила; 3) природа ареального известково-щелочного вулканизма в широкой Закавказской зоне в байосе и средневосточном секторе Средиземноморского пояса и, в частности, в прогибах Малого Кавказа в эоцене; с этим вопросом тесно связаны проблемы существования в Кавказской области палеозон Беньюфа и реальности древних зон субдукции, их конкретной локализации на различных стадиях альпийского цикла и их возможной роли как фактора, контролирующего вулканизм.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кавказская область богата различными видами рудного и нерудного минерального сырья эндогенного и экзогенного происхождения, а также горючими ископаемыми, особенно нефтью. Большинство рудных месторождений связано с альпийским тектономагматическим циклом.

Из месторождений железных руд наибольшее значение имеет Дашкесанское скарновое магнетитовое месторождение в Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа, связанное с контактными зонами нижнемеловых гранитоидов. Малкинское месторождение осадочных природно-легированных железных руд связано с юрской корой выветривания одноименного палеозойского серпентинитового массива в Лабино-Малкинской зоне. В отложениях лейаса и догтера Большого Кавказа широко распространены конкреции сидеритов, достигающие в ааленском ярусе Дагестана рудных концентраций. Крупное Чиатурское месторождение осадочных окисных марганцевых руд связано с прибрежными олигоценовыми осадками на северном крыле Дзирульского поднятия.

Медноколчеданные месторождения на Большом Кавказе приурочены к девонским вулканогенным толщам зоны Передового хребта (Уруп, Худес), а на Малом Кавказе — к среднеюрским (Алаверди, Кадабек, Кафан) и верхнемеловым вулканогенным толщам (Маднеули) Сомхето-Карабахской зоны и Кафанского поднятия. Медно-молибденовые месторождения на юге Малого Кавказа, в Зангезуре (Каджаран, Агарак, Дастакерт), связаны с позднепалеогеновыми гранитоидами. Молибден-вольфрамовое скарновое месторождение Тырнауз в одноименной шовной зоне Северного Кавказа связано со становлением кайнозойского гранитного массива. Свинцово-цинковые месторождения на Большом Кавказе связаны с позднепалеозойскими гранитоидами Лабино-Малкинской зоны (Эльбрусское), с вулканогенно-осадочными толщами лейаса-аалена осевой зоны Восточного сегмента (колчеданно-полиметал-

лические стратиформные месторождения Филизичай и др.) и с юрскими отложениями северного крыла горст-антиклинория Центрального Кавказа и их палеозойским фундаментом (кварц-полиметаллические жильные месторождения Садонского района предкелловейского (?) возраста). На Малом Кавказе полиметаллические месторождения, связанные с палеогеновыми гранитоидами, известны в Ордубадской и Севанской зонах. На Кавказе имеются также месторождения хромита (в Севанской офиолитовой зоне), кобальта (Дашкесан), мышьяка, сурьмы, ртути (ряд месторождений мел-палеогенового возраста в зоне южного склона Большого Кавказа близ Главного надвига), золота (Зодские жильные месторождения неогенового возраста в Севанской зоне).

Из нерудных ископаемых наиболее распространены месторождения строительных материалов. Важнейшее значение среди них принадлежит лавам, туфам, туфолавам, пемзам, перлитам, связанным с новейшим вулканизмом на Малом Кавказе (в частности, арктикские, ереванские, ленинканские игнимбриты Армении и Эльбрусской области в районе Нальчика), а также палеогеновыми и верхнемеловыми вулканитам на Малом Кавказе. На Большом и Малом Кавказе разрабатываются месторождения палеозойских и юрских (Дзирульский массив) мраморов, герцинских и альпийских гранитов, неогеновых известняков-ракушечников. Из других видов нерудного сырья надо упомянуть диатомиты (в Армении и Южной Грузии), верхнемеловые мергели, разрабатываемые как цементное сырье (Новороссийск), бентонитовые глины (Западная Грузия и Северный Кавказ), миоценовую каменную соль (Нахичеванский и Ереванский районы), гипсы (в верхней юре Северного Кавказа).

Небольшие угольные месторождения приурочены к отложениям среднего-верхнего карбона зоны Передового хребта, верхнего триаса в Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа (Джерманис), среднего лейаса и аалена на северном склоне Большого Кавказа (в Карачае, Балкарии и Дагестане), бата (Ткибули и Ткварчели на южном склоне Большого Кавказа) и олигоцена (буроугольное месторождение Ахалцихе в Аджаро-Триалетской зоне Малого Кавказа). Гораздо более значительны месторождения нефти и газа, приуроченные к различным горизонтам мезозоя и кайнозоя Предкавказских краевых прогибов, восточного периклинального окончания Большого Кавказа и Закавказских межгорных прогибов. Ряд нефтяных и отчасти газовых месторождений в Кубанском краевом прогибе приурочен к разным горизонтам палеогена и миоцена (Майкопское, Хадыженское, Анастасиевско-Троицкое). В Терском прогибе крупные месторождения нефти размещены в среднемиоценовых и меловых отложениях Терской, Сунженской антиклиналей и прибрежной полосе Дагестана.

Старейший Бакинский нефтеносный район в Алшероно-Кобыстанской зоне погружения Большого Кавказа с залежами в отложениях нижнеплиоценовой продуктивной толщи до 40-х годов обеспечивал большую часть добычи нефти в СССР. Несмотря на длительную эксплуатацию, он сохраняет свое значение благодаря открытию крупных залежей в пределах акватории Каспийского моря к востоку от Баку. Месторождения нефти, приуроченные к различным горизонтам палеогена и миоцена, имеются в разных районах Куринской впадины и на восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны (близ Тбилиси), а небольшие залежи нефти — в мезозойских и третичных отложениях Рионской впадины.

Исключительно богаты и разнообразны по составу месторождения мине-

ральных вод. Многие из них имеют большое бальнеологическое значение и послужили базой для создания крупных курортов (район Кавказских минеральных вод — Пятигорск, Железноводск, Ессентуки, Кисловодск, а также Сочи—Мацеста в РСФСР, Цхалтубо, Боржоми в Грузии, Арзни, Дилижан, Джермук в Армении, Истису в Азербайджане). Восточную часть центрального сегмента Большого Кавказа и большую часть территории Малого Кавказа охватывает зона углекислых вод и терм, генетически связанных с проявлениями новейшего вулканизма.

#### **АПШЕРОНСКИЙ ПОРОГ И ЮЖНО-КАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА**

Между складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Куринской межгорной впадиной на западе и альпийскими складчатыми сооружениями Туркмении и Западно-Туркменской межгорной впадиной на востоке располагается область очень глубокого (10–25 км) погружения домезозойского основания, морфологически выраженная в виде Южно-Каспийской котловины и субширотной мелководной (менее 200 м) перемычки, отделяющей ее от Среднекаспийской котловины, — Апшеронского порога.

Апшеронский порог занимает участок Апшероно-Кобыстанской зоны поперечного погружения, разделяющий мегантиклинорий Большого Кавказа и Копетдаг. Терско-Каспийский краевой прогиб к северу и востоку от Апшеронского полуострова сильно сужается и замыкается, и к восточной части Апшеронского порога непосредственно примыкает с севера край Южно-Туранской плиты. Апшеронский порог в структуре слагающих его очень мощных плиоценовых отложений представляет субширотный антиклинорий, образованный гирляндой кулисно расположенных складок диагонального запад-северо-западного простирания, связывающей Апшеронский полуостров с Челекенским. Наиболее приподнятые антиклинали в его западной части выражены в рельефе в виде островов Апшеронского архипелага. Среднюю его часть пересекает узкое субмеридиональное понижение, представляющее собой молодой грабен или затопленную эрозионную ложбину. С антиклинальными структурами Апшеронского порога связаны крупные залежи нефти, приуроченные к нижнеплиоценовым отложениям продуктивной ("красноцветной") толщи; в послевоенные десятилетия они стали для азербайджанских нефтяников главным объектом поисков, разведки и эксплуатации, осуществляемой с эстакад, искусственных "островов" и плавучих установок для подводного бурения.

Южно-Каспийская впадина представляет средний, наиболее широкий и глубоко погруженный участок зоны впадин, включающей также Куринскую межгорную впадину на западе и Западно-Туркменскую — на востоке. Она выражена мелководной (0,5–1 км) котловиной неправильно-овальных очертаний, к которой примыкает узкий шельф на западе и широкий на востоке. В отличие от Черноморской, в рельефе дна Южно-Каспийской котловины выделяется ряд узких подводных хребтов и ложбин, представляющих собой конседиментационно растущие складки, осложненные явлениями глиняного диапиризма и многочисленными грязевыми вулканами. В западной части котловины они имеют юго-юго-восточное и долготное простирание и служат подводным продолжением веерообразно расходящихся к юго-востоку складок периклинального погружения Большого Кавказа, а в восточной части — вытя-

нуты к юго-западу и к югу и играют такую же роль по отношению к западному (Прибалханскому) участку погружения Копетдага.

Поданным ГСЗ мощность осадочного выполнения Южно-Каспийской впадины достигает 20–25 км, из которых на неоген и антропоген приходится до 10–12 км. Ее наиболее интенсивное и глубокое погружение происходило одновременно с ростом примыкающих горных сооружений Большого Кавказа, Талыша-Эльбурса и Копетдага. Сейсмический “гранитно-метаморфический слой” в периферических частях впадины утонен, а в центральной ее части, как и в Черноморской, под осадочной толщей непосредственно залегает слой мощностью до 20 км со скоростями волн, свойственными “базальтовому слою”. Поверхность М погружена в ней до 40–45 км.

Строение южной (Иранской) части впадины изучено недостаточно. Здесь, возможно, располагался изолированный реликтовый водоем, в котором могла уцелеть и развиваться в позднем сармате — раннем плиоцене своеобразная фауна, впоследствии широко расселившаяся в акчагыльском бассейне Каспия. В таком случае южный, Иранский, участок Южно-Каспийской впадины должен был ограждаться с севера субширотной перемычкой, позднее глубоко опустившейся и погребенной под мощными акчагыльскими, апшеронскими и плейстоценовыми осадками. Северо-восточная мелководная часть впадины, характеризующая пологим залеганием слоев и гравитационным максимумом, возможно, представляет древнюю глыбу (срединный массив Година), подвергавшуюся в мезозое размыву и глубоко погруженную в кайнозое.

Тектоническая природа Южно-Каспийской впадины дискуссионна. Существуют предположения о ее реликтовом происхождении и о том, что она представляет в основе молодой (олигоцен-четвертичный) рифт субмеридионального простиранья, ограниченный с запада и востока ступенчатыми сбросами и флексурами. Более вероятно, однако, что под всей этой впадиной, как и под Черноморской, располагается древний “жесткий” массив, огибаемый с юга дугой складчатых сооружений Талыша—Эльбурса—Аладага, который испытал в позднем кайнозое очень глубокое погружение и был перекрыт мощнейшим комплексом существенно глинистых осадков. В неоген-четвертичное время, когда происходило сближение Аравийской платформы со Скифской и Южно-Туранской плитами, наличие жесткого Южно-Каспийского блока препятствовало сильному субмеридиональному сжатию этого комплекса. Напротив, западнее и восточнее, где сооружения Большого Кавказа и Копетдага непосредственно сближаются с сооружениями Малого Кавказа и Аладага-Биналуда, позднекайнозойские отложения Куринской и Западно-Туркменской впадин подвергались сильному сжатию, и их вещество частично отжималось соответственно к востоку и западу и нагнеталось в пределы Южно-Каспийской впадины, где в результате возникали и росли складки субмеридионального простиранья. Это объяснение необычного структурного рисунка Южно-Каспийской впадины было предложено М.Л. Коппом.

#### **Альпиды южной туркмении**

К югу от Южно-Туранской плиты в южной части Туркмении и смежной северо-восточной части Ирана располагаются альпийские складчатые сооружения, объединяемые под названием Туркмено-Хорасанской области (рис. 28). Они принадлежат к восточному отрезку северной боковой (Крымско-Кав-

казско-Копетдагской) ветви альпийского Средиземноморского пояса, выходящей и затухающей на востоке в районе стыка границ СССР, Ирана и Афганистана, и к средней (Малокавказско-Эльбурсской) ветви, которая на северо-востоке Ирана смыкается с северной. К северной ветви относятся складчатые зоны Кубадага—Большого Балхана и Копетдага, южная часть которого находится в пределах Ирана, и Предкопетдагский краевой прогиб. К средней ветви, целиком лежащей на территории Ирана, принадлежит дугообразно выпуклое к северу складчатое сооружение Аладага—Биналуда, служащее восточным продолжением Эльбурса. Оно отделено от сооружения Копетдага узкой Мешхедской межгорной впадиной. Между расходящимися к западу сооружениями Аладага и Копетдага — Большого Балхана—Кубадага располагается Западно-Туркменская межгорная впадина, которая, расширяясь и углубляясь, переходит в Южно-Каспийскую впадину.

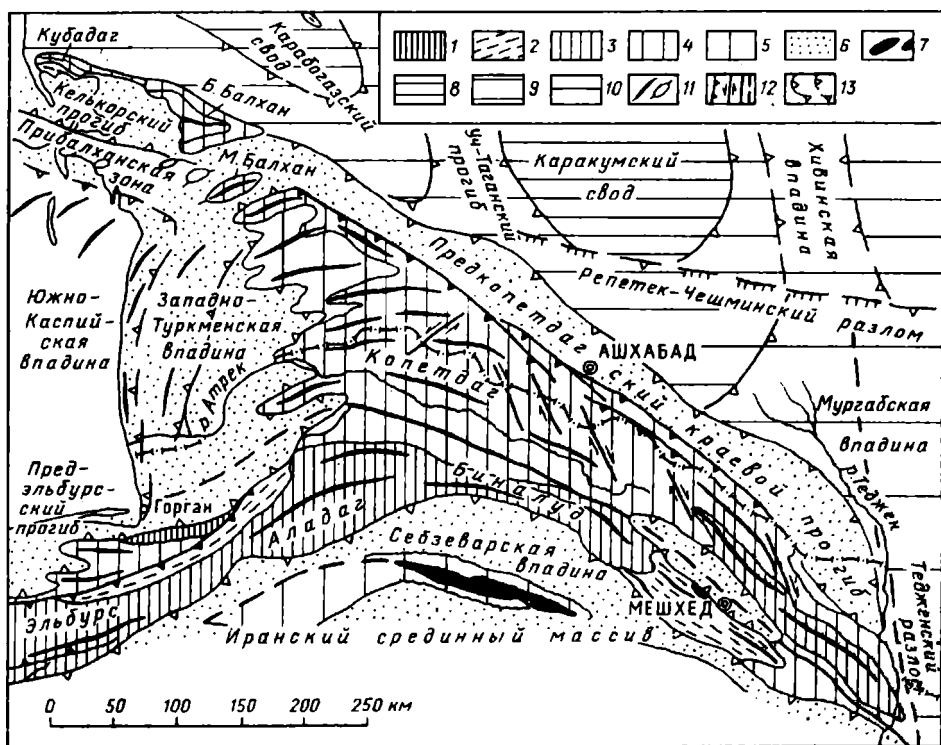


Рис. 28. Схема тектонического строения альпийских складчатых структур Туркмении и смежных с ними зон:

1-7 - альпийский складчатый пояс: 1 - выступы докембрийского основания; 2 - складчатые зоны, сложенные палеозоем; 3 - то же, триасом и юрой; 4 - то же, мелом; 5 - то же, палеогеном; 6 - краевые прогибы, межгорные впадины и зоны поперечного погружения мегантиклинорий, выполненные неоген-четвертичными молассаами; 7 - палеозойские и мезозойские офиолиты; 8-10 - Южно-Туркманская плита: 8 - своды; 9 - крылья сводов и впадин; 10 - впадины и прогибы; 11 - линейные и брахиморфные антиклинали; 12 - разломы типа надвигов, сдвигов, без разделения и погребенные; 13 - контуры впадин и поднятий в плитном чехле и молассовом комплексе

Большой Балхан представляет собой небольшое поднятие высотой до 1,9 км, Копетдаг — более широкое и протяженное (до 650 км) горное сооружение

высотой до 2–3 км, от которого на западе отходят несколько отрогов. Такой же высоты достигают и хребты Аладага–Биналуда. Между Копетдагом и Большим Кавказом находится миниатюрная низкогорная гряда Малый Балхан, отделенная от них плоскодонными понижениями (Данатинский и Балханский “коридоры”). Они связывают Западно–Туркменскую низменность и Предкопетдагскую наклонную равнину, плавно переходящую к северу в пустыню Каракумы. Горы Южной Туркмении характеризуются прекрасной обнаженностью, обусловленной аридным климатом.

Геологическое изучение складчатых зон Южной Туркмении было начато в конце XIX в. К.И.Богдановичем и Н.И.Андрусовым и продолжено в начале XX в. В.Н.Вебером, И.И.Калицким и А.Д.Нацким. В послеоктябрьский период их исследовали И.И.Никшич, В.Н.Огнев, П.И.Калугин, Н.П.Луппов, К.К.Машрыков, геофизик Ю.Н.Годин, а в последние десятилетия — И.А.Резанов, Г.И.Амурский, О.А.Одеков, Л.М.Расцветаев, С.П.Вальбе и др. Большую роль в их изучении сыграли созданные в 30–40-х годах местные геологические службы министерств геологии и нефтяной промышленности и Институт геологии в Ашхабаде.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Альпийские складчатые зоны Туркмении на западе граничат с Южно–Туранской плитой, но восточнее их разделяет наложенный на нее Предкопетдагский краевой прогиб с пологим и широким северным и крутым и узким южным крылом. В продольном направлении в нем выделяются две ванны, разделенные поперечной седловиной. Домезозойское основание, погруженное в прогибе до 8–10 км, перекрыто отложениями юры, мела и палеогена плитного типа, мощность которых возрастает в сторону Копетдага. Молассовый комплекс сложен грубеющими кверху бассейновыми и континентальными отложениями олигоцена–нижнего плейстоцена мощностью до 2–2,5 км; таким образом, глубина погружения на орогенном этапе была относительно невелика.

Мегантиклинорий Копетдага граничит с краевым прогибом по прямолинейной зоне Главного Копетдагского разлома запад–северо–западного простирания, по которой проходили взбросо–надвиговые смещения. Мегантиклинорий возник на месте альпийского миогеосинклинального прогиба. Слагающие его основные допалеозойские и палеозойские образования, а также существенно терригенные, с прослоями вулканитов и известняков толщи триаса и несогласно перекрывающие их песчано–глинистые толщи лейаса–доггера обнажаются лишь в Иранском Копетдаге. Выше следуют мелководные карбонатные отложения мальма–неокома, терригенные — верхнего баррема–сеномана, глинисто–карбонатные — турона–сенона и карбонатно–глинистые палеоцена–эоцена, напоминающие одновозрастные отложения северного склона Большого Кавказа. Они образуют единый структурный этаж. Ширина мегантиклинория возрастает от 50 км на востоке, где он выражен пучком умеренно сжатых прямых, нередко коробчатых линейных складок, до 100–200 км на западе, где складки становятся более пологими, располагаются кулисно, косо относительно северного края сооружения и расходятся широким веером, погружаясь к западу под чехол неогеновых моласс Западно–Туркменской впадины.

Северные крылья антиклиналей нередко осложняются субширотными



взбросами (рис. 29). Распространены также многочисленные диагональные правосторонние сдвиги юго-восточного и более редкие левосторонние — юго-западного простирания. Этот парагенез разрывов, как и характер смещений по главному Копетдагскому разлому, свидетельствует об общем сжатии в долготном направлении, косом к общему простиранию Копетдага. На востоке мегантиклинорий ограничен долготным Тедженским (Герирудским) глубинным разломом, отделяющим его от юго-восточного участка Южно-Туранской плиты. Судя по наличию перерывов и несогласий и положению грубообломочных отложений в разрезе молассового комплекса, формирование складчато-разрывной структуры Копетдага происходило, периодически усиливаясь, в олигоцене и миоцене, а общее сводообразное поднятие и надвигание на краевой прогиб продолжалось в плиоцене-антропогене. С подвижками в зоне Главного Копетдагского разлома с ее западным продолжением (до Кубадага) и на южном крыле Предкопетдагского прогиба связаны сильные землетрясения (до 9-бальных), в том числе разрушительное Ашхабадское землетрясение 1948 г.

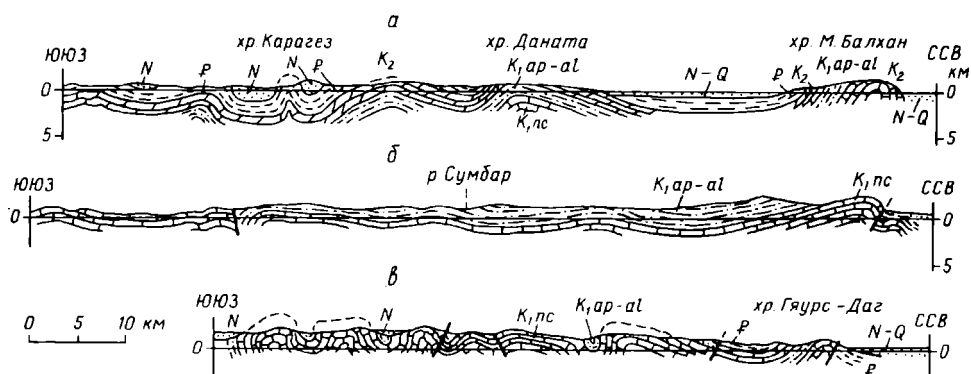


Рис. 29. Геологические разрезы через западное окончание (а), западную (б) и центральную (в) части Копетдагского мегантиклинория (по И.А.Резанову)

Небольшое субширотное антиклинальное поднятие Малый Балхан представляет северо-западное окончание сооружения Копетдага, отделенное от него глубокой синклиалью, выполненной неогеновыми и четвертичными отложениями. Далее к северо-западу, кулисно по отношению к нему располагается более крупное поднятие Большой Балхан, представляющее антиклинальную структуру позднекимерийского и альпийского возраста с крутым северным и пологим южным крылом. В ядре ее обнажаются терригенные отложения средней юры (более 4 км) и карбонатные — верхней юры (до 0,5 км) миогеосинклинального типа; на них с угловым несогласием налегают отложения мела и палеогена (до 1,5 км), близкие к таковым смежных районов Южно-Туранской плиты. Формирование Большebilханского брахиантиклинального поднятия происходило в два этапа — в конце юры и в олигоцене—раннем миоцене, так как средне- и верхнемиоценовые отложения резко несогласно перекрывают ее крылья, а воздымание до современной высоты почти 2 км по крайевым сбросам продолжалось в плиоцен-четвертичное время. С зоной Большого Балхана—Кубадага совпадают крупный геомагнитный максимум и зона градиента силы тяжести.

Тектоническая природа поднятия Большого Балхана дискуссионна; одни исследователи включают его в альпийский геосинклинальный пояс, другие, ссылаясь на плитный характер мел-палеогеновой части разреза и сходство глубинного строения с таковым смежной части Южно-Туранской плиты (глубина залегания докембрийского основания — около 2 км, поверхности М — около 35 км), относят его к южной части последней. По-видимому, в начале альпийского цикла северная граница альпийского геосинклинального пояса располагалась несколько севернее Большого Балхана, который испытал в юре глубокое (свыше 5 км) погружение и подвергся в конце мальма позднекембрийским деформациям. В мелу-эоцене граница геосинклинального пояса сместилась к югу, Большой Балхан вошел в состав Южно-Туранской плиты и проходил квазиplatformенную стадию развития, тогда как непосредственно к югу от него продолжалось глубокое погружение. Наконец, в позднем-кайнозое граница пояса снова переместилась к северу от Большого Балхана, который превратился в крупную брахиантиклиналь и испытал последующее сводово-глыбовое поднятие. В целом, как отметил М.В. Муратов, мезокайнозойская история Большого Балхана напоминает развитие Горного Крыма.

Непосредственно к западу от Большого Балхана в южной части Краснодарского полуострова расположено небольшое горст-антиклинальное поднятие Кубадаг. В ядре его выступают палеозойские вулканы и позднегерцинские красные граниты. Они несогласно перекрываются известняками, гипсоносными и красноцветными отложениями мальма (до 0,5 км) и налегающими на них с размывом отложениями мела и палеогена (до 1,5–2 км), сходными с таковыми Большого Балхана. Подобно последнему, Кубадагское поднятие в основном возникло перед средним миоценом, осадки которого залегают на его крыльях с резким несогласием.

К югу от Большого Балхана и Кубадага подошва мезокайнозоя резко погружается от 0–2 до –10––20 км. Здесь, отделяясь от этих поднятий узким Келькорским прогибом, протягивается субширотная Прибалханская антиклинальная зона, служащая восточным продолжением зоны Апшеронского порога и смыкающаяся на востоке с окончанием Копетдага (Малым Балханом). Она состоит из ряда разбитых густой сеткой разломов брахиантиклиналей, образованных в мощных толщах неогеновых отложений, заключающих крупные залежи нефти. Южнее расположена обширная Западно-Туркменская межгорная впадина. Фундамент ее несколькими широкими ступенями, разделенными долготными разломами (в кайнозойском чехле — флексурами), погружается в сторону Южно-Каспийской впадины. Восточная — Мессерианская — ступень наложена на участок западного окончания Копетдага, погребенные субширотные складки которого постепенно поворачивают к юго-западу и югу. Очень мощные плиоценовые отложения более погруженной западной ступени смяты в широкие пологие складки долготного простирания, к которым приурочены грязевые вулканы. В основании центральной части Западно-Туркменской впадины предполагается глубоко (до 10–15 км) погруженный в кайнозое древний срединный массив, байкальский метаморфический фундамент которого обнажается в Горганском выступе на ее южном борту. Наиболее интенсивное опускание (до 6–8 км) происходило в западной части впадины в плиоцен-четвертичное время.

Толщина земной коры в зоне Кубадаг—Большой Балхан не превышает 35–40 км. К югу она увеличивается до 45 км в Копетдаге и до 50 км в Прибал-

ханской зоне за счет возрастания мощности осадочного комплекса и вновь сокращается до 30–35 км в центральной части Западно–Туркменской впадины за счет редукции (до 15 км) ее нижней консолидированной части.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Доюрское основание обнажается в Кубадаге и Восточном Копетдаге (в Иране). В первом районе это разнообразные средне(?)–верхнепалеозойские вулканиды и верхнепалеозойские гранитоиды, во втором — палеозойские мраморизованные известняки, кварциты, глинистые сланцы, диабазовые туфы, а также пермо(?)–триасовые красноцветные конгломераты и песчаники, перекрытые терригенно–вулканогенной толщей триаса. На них с угловым несогласием, указывающим на древнекиммерийскую фазу складчатости, залегает морской песчано–глинистый лейас. В Большом Балхане бурением вскрыты песчано–сланцевые отложения верхов триаса (?) и лейаса–аалена (3 км), а обнаженный разрез начинается мощной толщей аргиллитов с сидеритовыми конкрециями и прослоями алевролитов и песчаников (до 4 км и более) байосбатского возраста, с пластами паралических бурых углей в верхней части. Она согласно перекрывается песчаниками, известняками и аргиллитами келловоя и вышележащими известняками и доломитами мальма мощностью до 0,5–1 км. В Копетдаге верхняя юра выражена массивными и слоистыми известняками (более 0,5 км) с прослоями гипсов и ангидритов в верхней части, с которыми связаны древний карст (Бахарденская пещера), а в Кубадаге — несогласно залегающей на палеозое красноцветной толщей глин, песчаников, конгломератов, гипсов и известняков (до 0,5 км).

Меловые отложения залегают на подстилающих породах согласно (Копетдаг), с перерывом (Кубадаг) или угловым несогласием (Большой Балхан). В разрезе мела, общая мощность которого в Копетдаге 3–4 км, а в Большом Балхане не превышает 1–1,5 км, выделяются 3 литолого–стратиграфических комплекса: валанжин – нижний баррем выражены органогенными и оолитовыми известняками, верхний баррем — сеноман — глауконитовыми песчаниками, алевролитами и глинами, турон–сенон, а также датский ярус — чередованием известняков, мергелей и глин.

Вышележащие отложения палеоцена и эоцена представлены глинами, мергелями, известняками и глинистыми песчаниками, нередко пестроцветными, морского, а на востоке частично прибрежно–континентального генезиса (до 1 км в Копетдаге и до 0,5 км в Большом Балхане). Олигоцен, в Восточном Копетдаге залегающий трансгрессивно, выражен толщей глин и алевролитов с прослоями песчаников (до 0,5 км). Как и аналогичные по составу нижнемиоценовые отложения, она накапливалась в восточной мелководной части майкопского озера–морья. Трансгрессивно, а местами и несогласно залегающий комплекс бассейновых прибрежных и континентальных отложений среднего и верхнего миоцена (до 0,5–1 км) сложен глинами, мелководными известняками, песчаниками и конгломератами. Роль континентальных грубообломочных красноцветных пород возрастает в верхней части комплекса (со среднего–верхнего сармата), а также с запада на восток и по мере приближения к растущему поднятию Копетдага. Концу позднего миоцена отвечает крупнейшая регрессия Каспия и региональный перерыв.

Нижний плиоцен присутствует в Западно–Туркменской впадине, где он

выражен песчано-глинистой красноцветной толщей (до 3–3,5 км) — стратиграфическим аналогом продуктивной толщи Азербайджана. К верхнему плиоцену и эоплейстоцену в Западной Туркмении относятся трансгрессивно залегающие бассейновые песчано-глинистые и мергельные осадки акчагыльского и апшеронского ярусов (до 0,5–1 км и более), замещаемые к востоку континентальными песчано-конгломератовыми толщами. В Западно-Туркменской впадине присутствуют плейстоценовые бассейновые и континентальные осадки, а по периферии Копетдага — маломощные пролювиальные шлейфы.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

В истории Туркмено-Хорасанской складчатой области, как и Кавказской, распознаются три цикла развития. Свидетельствами древнейшего, байкальского, цикла являются Горганский и Мешхедский выступы докембрийских метаморфических и магматических образований с возрастом метаморфизма 0,6–1 млрд лет. Позднебайкальская консолидация привела к приращению южной части Средиземноморского пояса, в частности территории Ирана и нынешней Южно-Каспийской впадины, к Африкано-Аравийской платформе в качестве эпибайкальской квазиплатформенной области, частично покрывавшейся в палеозое и триасе плитным чехлом. Севернее, в пределах Кубадаг-Копетдагской зоны, в палеозое возобновился геосинклиальный процесс. Здесь проходила герцинская эвгеосинклиальная зона, по-видимому служившая восточным продолжением зоны Передового хребта Большого Кавказа. Наличие зоны крупных геомагнитных максимумов, простирающейся через Восточное Предкавказье — Средний Каспий — Кубадаг-Большой Балхан и северный край Копетдага, позволяет допустить существование раннепалеозойского (?) офиолитового пояса. Как и на Малом Кавказе, развитие палеозойской геосинклинали завершилось герцинской складчатостью, становлением позднепалеозойских гранитоидов и орогенным вулканизмом, проявления которого известны в Кубадаге. Отвечают ли триасовые терригенно-вулканогенные толщи Копетдага самостоятельному раннекеммерийскому циклу или они завершают затянувшийся герцинский цикл — недостаточно ясно.

В альпийском цикле (юра—кайнозой) в Туркмено-Хорасанской области вновь регенерируется геосинклиальный режим, который, в отличие от герцинского цикла, распространяется и на ее южную, Эльбурс-Аладаг-Биналудскую, зону. Северная — Копетдагская — зона, отвечающая восточному участку Крымско-Кавказско-Копетдагской геосинклиальной системы, характеризовалась в альпийском цикле миогеосинклиальным типом развития с относительно небольшим масштабом горизонтального растяжения на ранних его стадиях и сжатия — на поздних, полным отсутствием флиша и проявлений собственно геосинклиального и орогенного вулканизма и плутонизма, а также метаморфизма и эндогенной минерализации (кроме телетермальной). Весь разрез альпийского прогиба Копетдага выражен мелководно-морскими отложениями юры, мела и палеогена общей мощностью до 10 км, как терригенными (лейас-доггер, поздний баррем—сеноман), так и существенно карбонатными (мальм-неоком, турон-даний) и терригенно-карбонатными (палеоцен-эоцен).

Северной границей миогеосинклинали служил Главный Копетдагский шов. На западе он был выражен двумя разломами, попеременно проявлявшимися

активность, в связи с чем зона Большого Балхана то попадала в геосинклинальный пояс (в юре и в олигоцене—антропогене), то выходила за его северную границу (в мелу—эоцене). На некоторых участках Копетдагской миогеосинклинали (в Большом Балхане, в юго-восточной, иранской части Копетдага) в конце юры проявилась позднекиммерийская фаза складчатости, но она лишь несколько осложнила процесс ее погружения, продолжавшийся до конца эоцена. В олигоцене миогеосинклиналь отмирает, а зоны погружения сохраняются к северу и западу от нее (Предкопетдагский краевой прогиб и Западно-Туркменская впадина). В пределах Копетдага начинаются складчатые деформации и зарождается поднятие, которое постепенно разрастается и в позднем миоцене превращается в горное сооружение, поставляющее грубообломочный материал в обрамляющие его предгорную и межгорные депрессии. Одновременно резко усиливается глубокое погружение Западно-Туркменской впадины, по-видимому возникшей на месте древнего срединного массива. Северная вергентность складчато-разрывных структур Копетдага и выпуклый к северу изгиб южных зон Туркмено-Хорасанской складчатой системы указывают на то, что их формирование было связано с горизонтальным сжатием, вызванным давлением с юга, со стороны Лутского срединного массива в Восточном Иране.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Важнейшими полезными ископаемыми альпийской области Южной Туркмении являются нефть и в меньшей мере газ. Месторождения нефти в пределах антиклинальных структур Прибалханской зоны (Небит-Даг, Челекен и др.), уходящих на западе под дно Каспия, приурочены к отложениям нижнеплиоценовой красноцветной толщи. На п-ове Челекен расположены также месторождения асфальта и озокерита. В Большом Балхане имеются месторождения углей среди отложений батского яруса (Ягман). В Копетдаге известны небольшие телетермальные месторождения и проявления ртути, мышьяка, барита, приуроченные к трещинам в меловых отложениях, а также месторождения строительных материалов, в частности цементного сырья.

#### СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ ПАМИРА

Восточный участок Средиземноморского пояса, входящий в пределы СССР, выражен складчатым горным сооружением Памира, высочайшим в нашей стране (с высотами до 6–7,5 км). Восточная часть Памира представляет высокое нагорье, плоские широкие днища долин в котором лежат на отметках 4–5 км, а горы возвышаются над ним на 1–2 км; западная часть Памира — система субширотных высокогорных хребтов, разделенных глубоко врезанными долинами правых притоков р. Пянджа, огибающего Памир с юга и запада. Сооружение Памира состоит из ряда дугообразных, выпуклых к северу тектонических зон, обладающих сложной складчато-надвиговой и покровной структурой (рис. 30). Они объединяются в две мегазоны, или системы. В северной из них эта структура была в основном сформирована в результате герцинских и древнекиммерийских, а в южной — позднекиммерийских и альпийских деформаций сжатия при общем более или менее значительном относительном перемещении к северу вместе с лежащими к югу от Памира сооружением Гималаев и Индостанской платформой. Вместе с тем в орогенном этапе альпийского цикла Памир выступает как единая область интенсивных новейших поднятий.

Продолжением северной мегазоны Памира на юго-западе, в северном Афганистане, служат Бадахшанская герцинская и Банди-Туркестанская древнекimmerийская зоны, а на юго-востоке, в Китае, — герциниды Западного Куньлуня. Продолжения южной мегазоны ограничиваются на западе, в Восточном Афганистане, Афгано-Памирской левосдвиговой зоной северо-северо-восточного простирания, а на востоке, в Западном Китае, — Памиро-Каракоркумской правосдвиговой зоной юго-юго-восточного простирания.

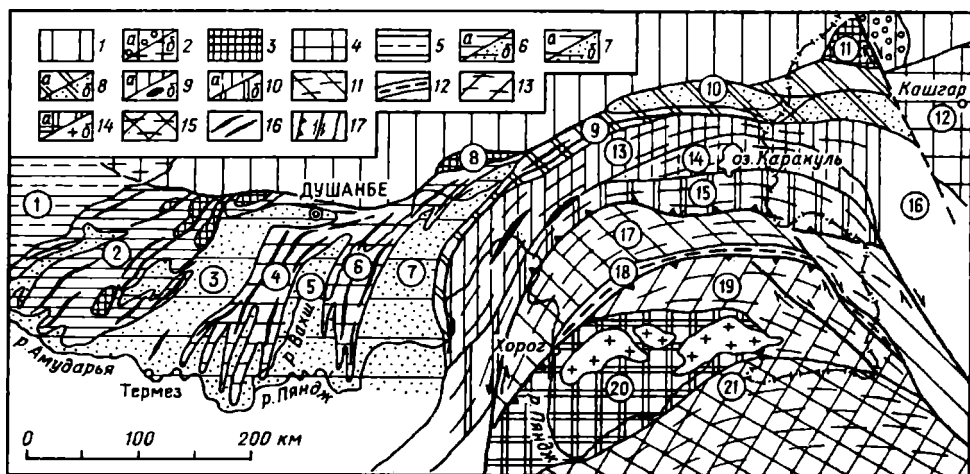


Рис. 30. Схема тектонического строения Памира, Южно-Таджикской впадины и Кутитанга:

1 - герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня; 2 - то же, под юрским (а) и кайнозойским (б) чехлом; 3 - выступы докембрийского и частично палеозойского основания Каракум-Байсунского массива, Каратегинского и Сулутерекского блоков; 4 - Таримский блок Китайской платформы с домезозойским чехлом; 5 - Южно-Туранская плита; 6 - мезозойско-палеогеновый (а) и неоген-четвертичный (б) молассовый комплекс Байсун-Кутитангской складчатой зоны; 7 - мел-палеогеновый (а) и неоген-четвертичный молассовый комплекс (б) Южно-Таджикской впадины; 8 - Памиро-Алайская зона: приподнятые участки, сложенные верхнепермско-палеогеновыми отложениями (а) и впадины, выполненные неоген-четвертичными молассами (б); 9-10 - Северо-Памирская позднегерцинско-древнекimmerийская мегазона: 9 - Калайхумбская зона (а) и раннекаменноугольные офиолиты в ней (б); 10 - Каракульская (а) и Дарваз-Сарыкольская (б) зоны; 11-14 - Южно-Памирская поднекimmerийско-альпийская мегазона: 11 - зона Центрального Памира; 12 - Рушанско-Пшартская шовная зона; 13 - зона Юго-Восточного Памира; 14 - выступы докембрийского фундамента срединного массива Юго-Западного Памира (Памиро-Нуристанского массива) (а) и кайнозойские массивы гранитоидов в нем (б); 15 - Восточногиндукушско-Каракорумская кimmerийско-альпийская складчатая зона; 16 - линейные антиклинальные складки в мезозойско-палеогеновом чехольном комплексе; 17 - разломы взбросо-надвигового, сдвигового типа и без подразделений.

Цифрами в кружках обозначены: 1 - Южно-Туранская плита; 2 - Байсун-Кутитангская складчатая зона; 3 - Сурхандарьинский прогиб; 4 - Кафирниганский антиклинорий; 5 - Вахшский прогиб; 6 - Обигармский антиклинорий; 7 - Кулябский (Предпамирский) прогиб; 8 - Каратегинский выступ; 9 - Памиро-Алайская зона; 10 - впадина Алайской долины; 11 - Сулутерекский блок; 12 - Таримский блок; 13 - Калайхумбская зона; 14 - Каракульская зона; 15 - Дарваз-Сарыкольская зона; 16 - Куньлуньская система; 17 - Центральнопамирская зона; 18 - Рушанско-Пшартская зона; 19 - зона Юго-Восточного Памира; 20 - массив Юго-Западного Памира; 21 - Восточно-Гиндукушская зона

Геологическое исследование Памира было начато в конце XIX в. Д.Л.Ивановым, И.В.Мушкетовым, К.И.Богдановичем и продолжено в начале XX в. Д.В.Наливкиным и Г.Гайдном. Важную роль в изучении Памира в 30-х годах сыграла Таджикско-Памирская экспедиция (В.А.Николаев, А.П.Марковский,

И.Е.Губин, С.И.Клунников, П.П.Чуенко, Г.Д.Юдин и др.), а в дальнейшей геологическая служба и Академия наук Таджикистана. В послевоенные десятилетия существенный вклад в познание геологии Памира внесли исследования Б.П.Бархатова, В.И.Буданова, Г.В.Винниченко, Н.Г.Власова, В.И.Дронова, М.С.Дюфура, С.С.Карапетова, М.М.Кухтикова, Э.Я.Руженцева, В.А.Швольмана.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В тектоническом строении Памира выделяются две мегазоны, или системы, с разным возрастом главных деформаций сжатия — северная герцинско-древнекиммерийская и южная позднекиммерийско-альпийская. Северо-Памирская мегазона шириной 80–100 км ограничена с севера Дарваз-Каракульским (или Северо-Памирским) глубинным разломом. Она сложена вулканогенно-осадочными, в той или иной мере метаморфизованными толщами нижнего-среднего и верхнего палеозоя и отчасти триаса, из-под которых кое-где выступают докембрийские метаморфические образования, а также телами среднекаменноугольных и пермотриасовых гранитоидов. Сложная структура Северного Памира отличается широким развитием интенсивных складчато-надвиговых и шарьяжных деформаций, происходивших в начале среднего карбона и в конце перми—триасе (рис. 31, а, б), и окончательно еще не расшифрована. С севера на юг здесь выделяется несколько структурно-фациальных зон и подзон с резко различными типами разрезов палеозоя, в частности осадочных и вулканогенных толщ карбона и перми, и разной ролью герцинских и древнекиммерийских деформаций.

1. Калаихумбская зона, в разных подзонах которой обнажаются кристаллический докембрийский фундамент, толщи кварц-аркозовых песчаников и сланцев венда-ордовика и карбонатных пород ордовика-силура, присутствуют серпентинитовый меланж и толщи основных и дифференцированных вулкани-тов нижнего карбона; в начале среднего карбона в ней имели место шарьяже-образование, интенсивная складчатость и внедрение плагиогранитов. Выше несогласно залегают существенно терригенные, часто флишоидные, с пачками известняков отложения среднего-верхнего карбона и перми и лагунно-континентальные груботерригенные с прослоями основных и средних вулкани-тов толщи триаса, смятые в более пологие складки и разбитые крутыми разломами.

2. Каракульская зона (выклинивающаяся к западу), сложенная терригенно-карбонатными отложениями и мощными толщами основных и средних вулкани-тов нижней и верхней перми, прорванными телами позднепермских или триасовых гранитоидов.

3. Дарваз-Сарыкольская зона, сложенная вулкани-тами основного и кисло-го состава и терригенно-карбонатными толщами нижнего палеозоя и очень мощными (6–10 км) песчано-сланцевыми отложениями среднего-верхнего палеозоя, смятыми в складки и прорванными телами позднепермско-триасовых гранитоидов. Отложения юры—кайнозоя в Северо-Памирской мегазоне отсутствуют, за исключением четвертичных континентальных осадков, в частности, в котловине, занятой высокогорным оз. Каракуль. В после триасовое время она представляла приподнятый северный борт альпийского геосинклинального пояса, испытывавший глыбовые или сводово-глыбовые деформации, и лишь в неогене-антропогене объединилась с Южно-Памирской мегазоной в единое

позднеальпийское орогеническое сооружение Памира, в котором она играет роль краевого поднятия, аналогичную роли Лабино-Малкинской зоны в струк-

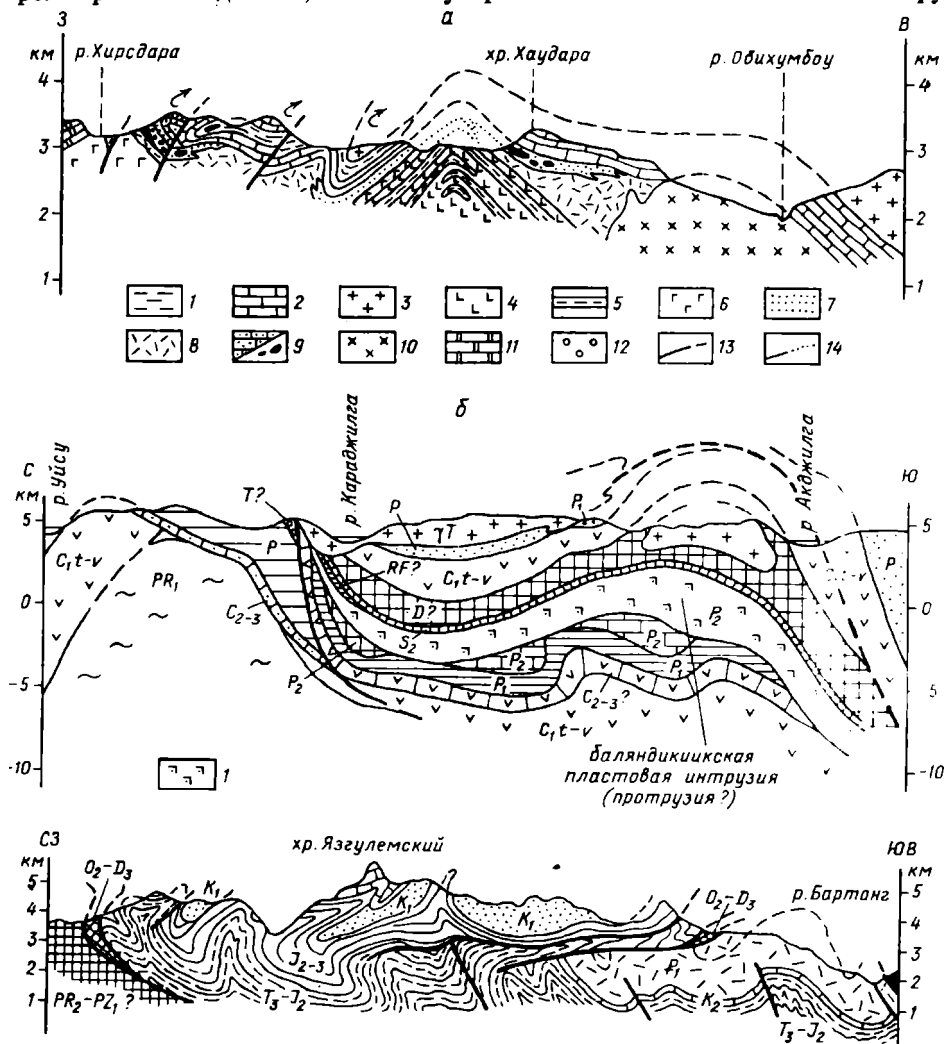


Рис. 31. Геологические разрезы разных зон Памира:

**а** - покровно-складчатая структура юго-западной части Дарвазского хребта (по И.И.Поспелову, 1987): 1 - венд-ордовик, висхарвская свита (песчаники, алевролиты, сланцы); 2 - силур-девон, дикзанкоуская свита (известняки, доломиты); 3 - гранитоиды Обихумбоуского массива; 4-6 - нижний карбон; вие - низы серпуховского яруса (4 - диабазы; 5 - кремнистые туффиты и глинисто-кремнистые сланцы; 6 - пиллоу-лавы и лавобрекчи базальтов и спилитов); 7-9 - серпуховский ярус (7 - песчаники, конгломераты; 8 - альбитофиры, дациты, туфы; 9 - олистоплаки и олистолиты турне-визейских известняков); 10 - гранодиориты и плагииграниты Хаударинского массива; 11 - средний карбон (известняки); 12 - неоген (конгломераты); 13 - тектонические контакты; 14 - стратиграфические и фациальные границы. Стрелками показаны ретрошарьяжи.

**б** - геологический разрез Каракульского тектонического покрова в одноименной зоне Северного Памира (по В.И.Шевченко): 1 - баяндикинская пластовая интрузия (протрузия?) габбро, диоритов и плагиигранитов, внедрившаяся вдоль поверхности Каракульского покрова во время его формирования в конце перми - начале триаса.

**в** - геологический разрез Язгулемского покровно-складчатого сооружения в Центральнопамирской зоне (по И.И.Поспелову и С.П.Сигаеву, 1988). Черной заливкой в правой части профиля показаны образования Рушанско-Пшартской зоны



туре сооружения Большого Кавказа. На юге Северо-Памирская мегазона по Акбайтальской (Танымасской) зоне разломов взбросо-надвигового типа была надвинута в кайнозой на Южно-Памирскую.

Южно-Памирская мегазона (шириной до 200 км) сложена докембрийскими метаморфическими комплексами, близкими к платформенным, терригенно-карбонатными отложениями нижнего и среднего палеозоя, мощными и фациально изменчивыми осадочными и частично вулканогенными толщами верхнего палеозоя, триаса и юры и несогласно залегающими менее распространенными терригенными образованиями мела и терригенно-вулканогенными — палеогена. Сложная складчато-надвиговая, с широким развитием шарьяжей и сдвигов структура этой мегазоны была создана деформациями позднекембрийской (предмеловой) и альпийской тектонических эпох, сопровождавшимися (особенно на разных стадиях альпийской эпохи) становлением тел гранитоидов и проявлением метаморфизма. Согласно мобилистским представлениям, южная мегазона находилась на северной периферии Гондванской суперплатформы и была тектонически сближена с северной мегазоной Памира лишь в позднекембрийскую эпоху. В строении южной мегазоны выделяется (с севера на юг) несколько зон.

1. Зона Центрального Памира, сложенная верхнепротерозойскими образованиями, метаморфизованными в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации, терригенно-карбонатными отложениями венда, палеозоя, нижнего и среднего триаса умеренной мощности, представляющими квазиплатформенный эпипалеозойский чехол, более мощными и фациально изменчивыми, существенно терригенными миогеосинклинальными отложениями верхнего триаса — средней юры и карбонатными отложениями бата — верхней юры. В отдельных узких прогибах выше несогласно залегают красно- и пестроцветные молассоидные и флишоидные отложения нижнего мела — сеномана, карбонатно-терригенные — верхнего мела и обломочно-вулканогенные — палеогена. Структура Центральнопамирской зоны, изображавшаяся ранее как чередование нескольких антиклинорий и синклинорий, по новым данным (С.В. Руженцев и др.), осложнена перемещенными с севера тектоническими покровами, аллохтонные пластины которых образуют несколько крупных синформ, а в юго-восточной ее части — диагональными правосторонними сдвигами северо-западного простираения (рис. 31, в). Шарьяжи и сдвиги, очевидно, произошли в конце палеогена — начале неогена. Такой же возраст имеют тела субщелочных гранитов.

2. Узкая и прерывистая Рушанско-Пшартская зона, сложенная каменноугольно-нижнепермскими терригенными толщами, карбонатными отложениями верхней перми и кремнисто-граувакковыми, с олистолитами палеозойских пород и эффузивными, с вулканитами субщелочного базальтового и андезитобазальтового состава толщами триаса и юры, образовавшимися, по-видимому, в раздвиговой (рифтогенной) зоне, разделявшей в раннем мезозое блоки Центрального и Юго-Восточного Памира. В южной части зоны присутствуют мелкие протрузивные тела ультрабазитов. При последующих деформациях сжатия зона приобрела сложную складчато-чешуйчатую структуру с общим надвижением к северу и была рассечена Восточно-Памирским правым сдвигом. К ней приурочены тела гранитоидов предъюрского, мелового и палеогенового возраста.

3. Зона Юго-Восточного Памира, широкая на востоке и выклинивающаяся

на западе, сложена флишоидной терригенной толщей карбона — нижней перми, фациально изменчивыми карбонатно-кремнисто-терригенными толщами верхней перми и триаса с подчиненными им основными вулканитами. Выше с несогласием, указывающим на проявления древнекиммерийских движений, залегают карбонатно-терригенные отложения лейаса-доггера и в свою очередь несогласно перекрывающие их карбонатные толщи мальма, смятые в пологие брахиморфные складки. Структура зоны представляет синклиорий, надвинутый на ограничивающие его с севера и юга зоны и рассеченный сдвигами северо-западного простирания. Ее прорывают тела меловых и палеогеновых гранитоидов. Разрез Юго-Восточного Памира завершает позднекайнозойская красноцветная молассово-вулканогенная формация.

4. Зона Юго-Западного Памира представляет высоко приподнятый срединный массив, продолжающийся на юго-западе в Афганистан (Нуристанский массив). Она сложена в основном глубокометаморфизованным существенно гнейсовым комплексом архея, ретроградно-метаморфизованным в протерозое. На северо-востоке к нему примыкают верхне(?) протерозойские образования, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. В кайнозое массив вновь подвергся прогреву и был прорван в олигоцене — раннем миоцене мощными пластообразными телами гранитоидов (Шугнанский батолит), внедрившимися, по-видимому, по контакту архейского комплекса с ныне денудированным палеозойско-триасовым чехлом массива. Существование этого чехла до конца палеогена доказывается отсутствием продуктов размыва метаморфического комплекса в составе мезозойских и палеогеновых отложений обрамляющих массив зон. Южно-Памирский разлом отделяет массив Юго-Западного Памира на юге от киммерийско-альпийской Восточно-Гиндукушской складчатой зоны, переходящей к востоку в сооружение Каракорума.

Глубинная структура Памира характеризуется по данным ГСЗ очень большой мощностью коры; поверхность М располагается здесь на максимальных в пределах СССР глубинах от 60 до 75 км (рис. 32). На глубинах 25–30 км под Северным и Центральным Памиром намечается зона пониженных сейсмических скоростей (волновод). Под западной частью Памира выявлен блок с аномально высокими (8,5—8,6 км/с) сейсмическими скоростями в верхах мантии. Территория Памира высокосейсмична; очаги землетрясений на Памире и к западу от него, в области Гиндукуша, находятся не только внутри коры, но и в верхней мантии на глубинах до 400 км.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Древнейшие образования выражены мощным (до 10–14 км) ваханским комплексом пород, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях, в основном слагающим массив Юго-Западного Памира — гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, высокоглиноземистыми гнейсами, подчиненными им кристаллическими сланцами, амфиболитами и кварцитами, а также метаморфизованными интрузивными образованиями (гранитогнейсы, чарнокиты и др.). Реликтовые датировки — до 2,7 млрд лет — указывают на архейский возраст исходных пород и наиболее высокотемпературного метаморфизма, а цифры порядка 1,4–1,6 млрд лет и 10–30 млн лет — на наложенные процессы протерозойского (амфиболитовой фации) и локального позднекайнозойского диафтореза (зеленосланцевой фации). Различные сланцы, а также

мраморы и кварциты аличурской серии в северо-восточной части массива с абсолютным возрастом зеленосланцевого метаморфизма около 1 млрд лет, возможно, представляют фрагменты древнейшего чехла массива. В северной части Центрального Памира, в Музкольском и Ванч-Язгулемском блоках,

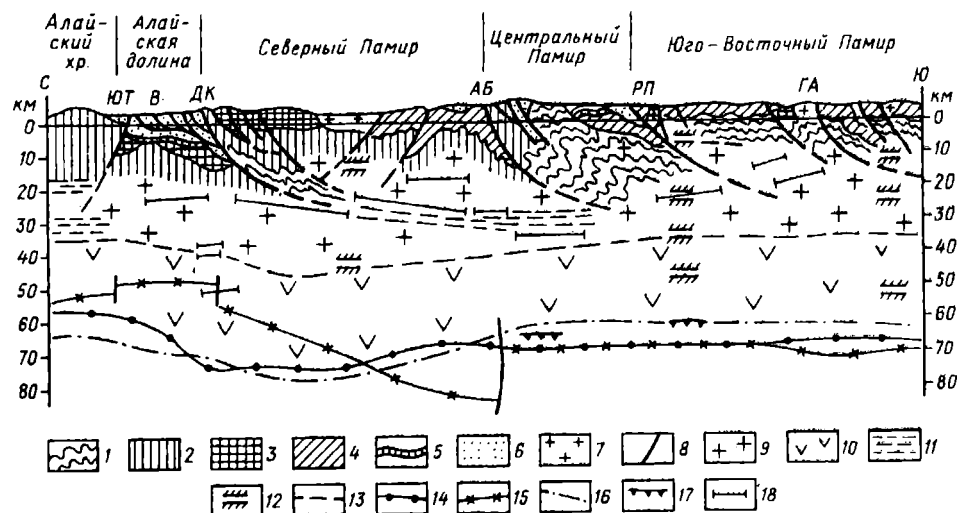


Рис. 32. Схематизированный геолого-геофизический разрез земной коры Восточного Памира по линии Каракуль—Зоркуль (по Я.А.Беккеру и др., 1985):

1 - архей-протерозой; 2 - рифей—нижний карбон; 3 - карбон-пермь; 4 - верхний палеозой—триас; 5 - триас-юра; 6 - мел-неоген; 7 - гранитоиды; 8 - разломы; 9 - "гранитный слой"; 10 - "базальтовый слой"; 11 - волноводы; 12 - проводящие слои на разрезах МТЗ; 13 - поверхность Конрада (?) по сейсмическим и геоэлектрическим данным; 14-16 - поверхность Мохо, по данным разных исследователей; 17 - кровля "перидотитового" основания по данным МТЗ; 18 - отражающие площадки. Разломы: ЮТ - Южно-Тяньшаньский (Гиссаро-Кокшальский); В - Вахшский; ДК - Дарваз-Каракульский, АБ - Акбайтальский; РП - Рушано-Пшартский; ГА - Гунт-Аличуртский

обнажаются метаморфические породы амфиболитовой (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы) и зеленосланцевой фации (зеленые сланцы, филлиты, кремнистые сланцы, метапесчаники, кварциты, мраморизованные известняки и доломиты) общей мощностью более 5 км, принадлежащие, по-видимому, нижнему (?) и верхнему протерозою. В южной (Курговатской) подзоне Калаихумбской зоны Северного Памира присутствуют протерозойские кварц-сланцевые сланцы и парагнейсы с прослоями амфиболитов, мраморов и кварцитов (более 5 км).

Отложения венда (?), кембрия и ордовика в Висхарвской подзоне Калаихумбской зоны представлены толщей кварцевых и аркозовых песчаников и глинистых сланцев (2,5 км), возможно сорванной со своего докембрийского основания, а в Дарваз-Сарыкольской зоне — вулканитами кислого и основного состава (трахилипариты, дациты, альбитофиры, порфириты, диабазы, спилиты), а выше — терригенными и карбонатными породами (до 3 км). В Центральном Памире известны толщи кварцитовидных песчаников венда — нижнего кембрия (?), перекрытые доломитизированными и мраморизованными известняками среднего кембрия — нижнего ордовика и песчано-сланцевой толщей среднего-верхнего ордовика (2,5-3 км).

Силур и девон на Северном Памире сложены толщами карбонатных пород, с прослоями глинистых сланцев и песчаников в силурийской части разреза (1–1,5 км). В Центральном Памире силур и девон выражены карбонатными толщами с редкими прослоями туфов и лав основного, среднего и субщелочного состава.

Карбон на Северном Памире представлен несколькими типами разрезов, указывающими на резкую дифференциацию тектонических условий. В Висхарвской подзоне Калайхумбской зоны на девонских известняках трансгрессивно залегает толща туфосланцев, туфов, лав и субвулканических тел липарит–дацитового состава, с прослоями известняков турне–визе (до 1,5), перекрытая толщей известняков с прослоями кислых и основных вулканитов и терригенных пород серпуховского яруса (до 1 км) и песчано–сланцевой толщей с прослоями кварцевых альбитофиров среднего–верхнего карбона (до 1,5 км). В Калайхумбской подзоне в основании разреза обнажается серпентинитовый меланж, рассматриваемый как ее тектонизированный меланократовый фундамент. С ним тектонически контактирует мощный (до 7 км) нижнекаменноугольный вулканогенный комплекс, начинающийся с недифференцированных, в частности подушечных, базальтов с прослоями кремней, аргиллитов и алевролитов; выше следует дифференцированная серия базальт–андезит–дацит–липаритового состава, сменяемая олистостромовой толщей с обломками пород нижнего карбона, девона и силура. Этот комплекс вместе с серпентинизированными ультрабазитами некоторые исследователи не вполне строго рассматривают как офиолитовую ассоциацию.

Континентальная кора в пределах Северного Памира в начале карбона, очевидно, подверглась раздроблению и растяжению, дошедшему в Калайхумбской подзоне до полного ее разрыва и возникновения рва с корой океанического типа, а в конце раннего карбона — сильному сжатию, складко– и шарьяжеобразованию. Выше в этой подзоне несогласно залегают конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и известняки с пачками туфов и лавобрекчий основного состава среднего карбона (до 0,5 км), перекрываемые толщей известняков среднего–верхнего карбона (до 0,4 км). В южной (Курговатской) подзоне карбонатная, с конгломератами в основании, толща среднего–верхнего карбона трансгрессивно (?) или тектонически налегает на докембрийский фундамент. В Каракульской зоне возможно присутствие нижнекаменноугольной толщи основных эффузивов, трудно отделимой от пермской. В Дарваз–Сарыкольской зоне карбон выражен мощными песчано–сланцевыми (граувакковыми) толщами с карбонатными прослоями.

На Центральном Памире к карбону и нижней перми относятся маломощные (0,3–0,5 км) карбонатные отложения, а в Юго–Восточном Памире — толща алевролитов и аргиллитов с прослоями гравелитов, валунно–глыбовых конгломератов ледникового генезиса, а также базальтовых и андезитодацитовых лав (до 1,5–2 км).

Пермские отложения также разнообразны. В западной части Калайхумбской зоны Северного Памира на верхнем карбоне согласно залегают мощные преимущественно терригенные образования обоих отделов пермской системы. Нижняя часть ее разреза выражена флишовой песчано–алеврито–глинистой серией с прослоями конгломератов и мощными телами рифовых известняков (до 4 км), а верхняя — пестроцветными песчаниками и аргиллитами с прослоями конгломератов, известняков, доломитов, гипсов и линзами галита (до 0,5

км). В Каракульской зоне к нижней и верхней перми относится мощная (до 2 км) серия лав и пирокластолитов основного и среднего состава, фациально замещаемая терригенно-карбонатными, а в самой южной Дарваз-Сарыкольской зоне — песчано-глинистыми отложениями.

В Центральнопамирской зоне породы перми, тесно связанные с верхним карбоном, представлены маломощными (0,2–0,3 км) толщами известняков с тонкими прослоями песчаников и конгломератов с бокситоносными горизонтами, приуроченными к перерывам в отложении, и отдельными потоками кислых лав. В Рушанско-Пшартской зоне низы перми выражены мощной терригенной толщей, а верхи нижней и верхняя пермь — карбонатно-кремнисто-вулканогенной толщей, включающей потоки лав, пирокластические образования, силлы и дайки основного, ультраосновного (пикритовые базальты) и среднего состава. По-видимому, эта зона сильного растяжения, утонения и раздробления коры индивидуализировалась в середине перми. В зоне Юго-Восточного Памира породы ассельского—артинского ярусов слагают верхнюю часть мощной каменноугольно-нижнепермской терригенной свиты, а верхние горизонты нижней и верхняя пермь выражены маломощными (0,2–0,3 км) мелководными органогенными и детритовыми биогермными и глубоководными афанитовыми известняками с прослоями радиоляритов, потоками спилитов, диабазов и кератофиров.

Триасовые отложения в Северо-Памирской мегазоне присутствуют у ее северного края, близ Дарваз-Каракульского разлома, и выражены красно- и пестроцветными континентальными молассами нижнего триаса и несогласно налегающей на них молассовой толщей среднего-верхнего триаса (конгломераты, песчаники, алевролиты с остатками флоры), включающей потоки андезитовых лав, горизонты туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов (до 2,5 км). К триасу на Северном Памире относится становление тел калиевых гранитов с возрастом 230–190 млн лет.

В Центральнопамирской зоне в основании триаса имеется перерыв, к которому приурочен бокситоносный горизонт. Нижний и средний триас, как и пермь, выражен в одних местах мелководными рифогенными, в других — более глубоководными известняками и мергелями, отлагавшимися в условиях некомпенсированного погружения, мощностью в первые сотни метров. Верхний триас представлен флишоидной песчано-сланцевой толщей (до 3 км).

В Рушанско-Пшартской зоне в триасе продолжалось накопление терригенно-карбонатно-кремнисто-вулканогенных толщ с лавами пикрит-базальтов, базальтов (спилитов) и андезитобазальтов (до 2 км). Возможно, что здесь в триасе (или еще в перми?) произошел полный разрыв континентальной коры, и в зоне с корой океанического типа формировались породы офиолитовой ассоциации (серпентинизированные гарцбургиты, габбро, плагиограниты, пиллоу-базальты, радиоляриты, известняки), обнаруженные В.А.Швольманом в тектоническом окне на Южном Памире. В зоне Юго-Восточного Памира триасовые отложения, залегающие на пермских с перерывом, в основном сложены карбонатными и карбонатно-кремнистыми толщами, местами частично замещаемыми основными вулканитами (0,1–1 км), а верхи триасовой системы (норийский и рэтский ярусы) — флишоидной терригенной толщей (1 км).

Юрские отложения на Центральном и Юго-Восточном Памире часто залегают с перерывом или угловым несогласием, особенно резко выраженным на Юго-Восточном Памире. В Центральнопамирской зоне лейас, аален и байос

выражены пестроцветными толщами конгломератов с прослоями мергелей, известняков, а выше — андезитобазальтовых лав и их туфов либо флишоидными песчано-сланцевыми толщами. Бат и малым сложены карбонатными отложениями (до 0,5–1 км). В Рушанско-Пшартской зоне юра представлена кремнисто-граувакковыми толщами с олистолитами палеозойских известняков.

В зоне Юго-Восточного Памира отложения нижней-средней юры выражены толщами мелководных карбонатных отложений (до 1,5–2 км), на которых несогласно залегают карбонатные породы верхней юры (до 1 км). Интенсивные позднекиммерийские движения на рубеже юры и мела привели к осушению зон Центрального и Юго-Восточного Памира и деформации юрских и более древних отложений.

Несогласно залегающие меловые отложения присутствуют в ряде мелких, часто приразломных прогибов на Центральном и Юго-Восточном (?) Памире. В Центральнопамирской зоне нижний мел и сеноман выражены красно- и пестроцветными толщами (до 0,5–1 км), сложенными конгломератами, песчаниками и алевролитами, в верхней части с прослоями известняков и гипсов озерно-лагунного и отчасти мелководно-морского происхождения. Одни исследователи рассматривают их как молассы, другие (В.А.Швольман) по наличию крупной ритмичности — как грубый флиш. Выше залегают мелководно-морские пестроцветные терригенно-карбонатные отложения турона-сенона (до 0,5 км), сложенные известняками с прослоями глин и песчаников, иногда конгломератов, либо последними с прослоями карбонатных пород. На Юго-Восточном Памире В.А.Швольман условно относит к нижнему мелу немые толщи кислых лав, туфов и туфопесчаников, а к верхнему — карбонатных пород с прослоями конгломератов, туфопесчаников и местами кислых вулканитов мощностью до 0,5 км.

Палеоцен и эоцен, отделенные от меловых отложений перерывом, на Центральном Памире выражены терригенно-вулканогенными толщами (от 0,5 до 2–3 км). В одних разрезах преобладают пестроцветные конгломераты, песчаники и глины с прослоями известняков и мергелей мелководно-морского и прибрежного происхождения с остатками моллюсков и флоры, а в других — туфопесчаники, туфы и лавы андезитов и андезитобазальтов и реже липаритодацитов. Несогласно залегающие олигоцен-миоценовые образования сложены лавами и туфами оливиновых и щелочных базальтов и трахибазальтов, туфопесчаниками и конгломератами (до 0,5 км).

На Юго-Восточном Памире к эоцену, олигоцену и, возможно, миоцену условно относят толщи конгломератов с галькой меловых (?) эффузивов и песчаников (до нескольких сотен метров).

## МАГМАТИЗМ

Помимо проявлений магматизма в архее и протерозое, о которых свидетельствует присутствие в докембрийских метаморфических комплексах Памира таких пород, как амфиболиты, ортогнейсы, гранитогнейсы и чарнокиты, в Северо-Памирской мегазоне широко распространены проявления эффузивного и интрузивного магматизма палеозойского и триасового, а в Южно-Памирской — также юрского, мелового и кайнозойского времени. Наиболее ранние вспышки палеозойского вулканизма выражены извержениями преимущест-

венно кислых и отчасти основных лав и туфов в кембрии и ордовике в Дарваз-Сарыкольской зоне Северного Памира, незначительными излияниями основных лав в кембрии и также слабыми извержениями основных, средних и субщелочных вулканитов в ордовике, силуре и девоне на Центральном Памире.

Интенсивные проявления подводного вулканизма имели место в раннем карбоне на Северном Памире. В одних его зонах происходили извержения преимущественно кислых лав и туфов липарит-дацитового состава, а в других, где континентальная кора была разорвана, — мощные подводные излияния недифференцированных базальтовых лав, сменившиеся извержениями вулканитов дифференцированной серии и завершившиеся внедрением плагิโอгранитов.

В зоне Юго-Восточного Памира в позднем карбоне (?) происходили небольшие излияния базальтов и андезитодацитов, возможно соответствующих панджальским траппам Западных Гималаев.

В Каракульской зоне Северного Памира в перми имела место новая мощная вспышка существенно основного подводного вулканизма, вероятно связанная с растяжением земной коры в начале древнекиммерийской эпохи. В условиях еще более интенсивного растяжения подводные извержения базальтовых и пикрит-базальтовых лав начались в перми в Рушанско-Пшартской зоне и продолжались (или возобновились) в триасе. Слабые извержения кислых лав имели место в перми в Центральнопамирской зоне.

В Северо-Памирской мегазоне в конце перми и раннем триасе в условиях ее сильного сжатия и воздымания происходило становление ряда массивов калиевых гранитоидов. В среднем-позднем триасе и в юре на ее северном краю, в Дарваз-Заалайской зоне, имели место отдельные вулканические извержения.

В Южно-Памирской мегазоне древнекиммерийской фазе складчатости на рубеже триаса и юры отвечает формирование гранодиоритовых массивов в Рушанско-Пшартской зоне. В средней юре вулканическая деятельность эпизодически проявлялась на Центральном Памире, а в зоне Юго-Восточного Памира возобновилась в меловом периоде, где происходили извержения кислых лав и пирокластолитов и формировался ряд крупных массивов гранодиоритов и гранитов. В палеогене область проявления вулканизма вновь сместилась в Центральнопамирскую зону, а состав его продуктов стал средним и основным, а затем субщелочным.

В олигоцене и миоцене происходило становление огромного Шугнанского батолита в массиве Юго-Западного Памира, тел субщелочных гранитов в зоне Центрального Памира и малых щелочных интрузий на Юго-Восточном Памире.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

В геологической истории Памира различаются догеосинклинальный мегаэтап (архей—ранний протерозой), к которому относятся накопление вулканогенно-осадочных толщ, слагающих массив Юго-Западного Памира и, по-видимому, лежащих в основании всей Южно-Памирской мегазоны, их сложные деформации, глубокий прогрессивный и частично ретроградный метаморфизм, и последующий геосинклинальный мегаэтап (поздний протерозой—кайнозой), в течение которого северная и южная мегазоны входили в состав северного и южного флангов Средиземноморского подвижного пояса.

Как в северной, так и в южной мегазонах проявился байкальский цикл геосинклинального развития этого пояса, завершившийся в конце рифея складчатостью, метаморфизмом (в условиях зеленосланцевой или амфиболитовой фации) и частичной денудацией существенно осадочных образований данного цикла.

В обеих мегазонах в венде или кембрии начинаются погружения и накапливаются толщи кварц-аркозовых песчаников и глин, терригенный материал которых поступал с размываемых выступов докембрийского метаморфического фундамента. В дальнейшем терригенные осадки сменяются карбонатными; в южной мегазоне они появляются в среднем кембрии — раннем ордовике и в обеих мегазонах отлагаются в силуре и девоне. Умеренная мощность вендско-девонского интервала разреза (4–5 км) и доминирующий терригенно-карбонатный состав отложений свидетельствуют о миогеосинклинальном, в отдельных зонах близком к платформенному тектоническом режиме, однако в восточной части Дарваз-Сарыкольской зоны Северного Памира уже в кембрии и ордовике происходили довольно интенсивные извержения кислых и основных вулканитов, а на Центральном Памире более слабые проявления вулканизма имели место в некоторые моменты ордовика, силура и девона.

В начале карбона континентальная кора Северо-Памирской мегазоны подверглась растяжению и стала проницаемой для извержений кислых вулканических продуктов, а в Калайхумбской подзоне — полностью разорвана, что привело к возникновению трога с корой океанического типа. В нем происходили мощные извержения недифференцированных базальтов, а после его “закрытия” — вулканитов дифференцированной базальт-липаритовой серии, накопление олигостромовых толщ и внедрение диорит-плагиогранитных интрузий. На рубеже раннего и среднего карбона и в начале среднего карбона интенсивное сжатие Северо-Памирской мегазоны, или во всяком случае ее северной, Калайхумбской, зоны привело к формированию сложной изоклинально-складчатой и надвигово-шарьяжной структуры. В южной мегазоне Памира, располагавшейся, как и Южное Закавказье, в пределах эпибайкальской периферии Гондваны, эти раннегерцинские деформации, по-видимому, не проявились или проявились слабо.

В среднем карбоне складчатое раннегерцинское основание Северного Памира было перекрыто маломощными толщами грубообломочных и карбонатных осадков. В ранней перми начались интенсивное погружение и растяжение, приведшее к накоплению мощных фашиально изменчивых терригенных отложений с внутриформационными рифовыми массивами, которые в Каракульской зоне замещаются толщами вулканитов основного состава. В конце перми в северной мегазоне возобновились и продолжались в триасе деформации сжатия и поднятия, приведшие к созданию складчатой структуры верхнепалеозойского комплекса, прорыванию его массивами пермотриасовых калиевых гранитоидов и накоплению на северном фланге Северо-Памирского складчатого сооружения позднепермских и триасовых моласс. Таким образом, на Северном Памире, как и в ряде других северных зон Средиземноморского пояса, за раннегерцинским циклом последовал наложившийся на него сравнительно короткий (пермь-триас) древнекеммерийский цикл растяжения-погружения-сжатия и поднятия тех же зон, в основном завершивший формирование их складчатой структуры.

В южной мегазоне Памира древнекеммерийский цикл, напротив, играл



На входящей в пределы СССР части альпийского геосинклинального пояса в мезокайнозойе в основном развивались миогеосинклинальные или близкие к ним прогибы с осадочным (в том числе флишевым) или преимущественно осадочным выполнением — Внешних Карпат, Горного Крыма, Большого Кавказа, Большого Балхана — Копетдага. Более или менее существенное растяжение континентальной коры, сопровождавшееся отдельными вспышками основного вулканизма, испытали лишь прогиб Большого Кавказа в лейасе-аалене и Карпатский в конце мальма. Прогибы Горного Крыма и южное крыло Большекавказского были затронуты также проявлениями ареального андезитобазальтового вулканизма, охватившего обширные территории Закавказья.

Развитие прогибов Горного Крыма и Большого Кавказа завершилось проявлениями позднекиммерийской складчатости. Геосинклиналь Большого Кавказа, хотя и испытала деформации сжатия перед поздней юрой и подверглась структурной перестройке, продолжала развитие до палеогена, а в прогибах Внешних Карпат и Копетдага оно без существенных изменений тектонического плана также происходило до конца палеогена. Значительно более интенсивное горизонтальное растяжение испытали эвгеосинклиналь Малого Кавказа и геосинклиналь Южного Памира, осевая Рушанско-Пшартская зона которой также имела эвгеосинклинальный характер. В этой зоне в триасе (?), а в Севанской зоне Малого Кавказа в юре произошел раздвиг континентальной коры и, по мнению одних исследователей, возникли относительно узкие “офиолитовые рвы”, а по представлениям некоторых других, — звенья океаноподобного бассейна Мезотетис, достигавшего ширины во многие сотни или даже первые тысячи километров и разделявшего суперконтиненты Лавразии и Гондваны. Последующее горизонтальное сжатие привело к “закрытию” этих зон и складчато-покровным деформациям слагавших их комплексов (в Рушанско-Пшартской зоне — в конце юры, в Севанской — в позднем мелу). Но после этого в южной мегазоне Памира и на Малом Кавказе возобновлялись процессы растяжения и погружения ряда прогибов, сопровождавшиеся извержениями вулканитов среднего, основного и кислого состава.

Наиболее мощные пароксизмы позднегеосинклинального вулканизма на Малом Кавказе и Южном Памире, а также в других районах средневосточного отрезка альпийского пояса (в Иране и Афганистане) имели место в эоцене. Подобный вулканизм на Среднем Востоке обладал ареальным характером и был связан с существованием огромной термальной аномалии в верхней мантии. Судя по одновременным мощным проявлениям базальтового вулканизма в прилегающих участках Африкано-Аравийской и Индостанской платформ и северо-западной части Индийского океана, а также вспышкам эоценового вулканизма в южной части Южно-Туранской плиты (Бадхыз), границы этой термальной аномалии выходили далеко за рамки альпийского пояса.

Замыкание позднегеосинклинальных прогибов и завершающие фазы складко- и покровообразования в них имели место на Малом Кавказе и в южных зонах Большого Кавказа в конце эоцена—начале миоцена, на Копетдаге и Памире — в конце палеогена—миоцене, в Карпатах — в миоцене, а в северных зонах и восточной части Большого Кавказа и его восточной периклинали, в Терском прогибе, Куринской и Южно-Таджикской впадинах — в плиоцене. На месте отмерших и подвергшихся интенсивным деформациям сжатия альпийских геосинклинальных прогибов возникли складчатые и складчато-покровные сооружения, развитие которых вместе с сопряженными с ними

краевыми и межгорными прогибами представляет главное содержание завершающего, орогенного этапа альпийского цикла. Обычно он непосредственно следовал за собственно геосинклинальным, но в отдельных зонах отделялся от него более или менее длительным квазиплатформенным (или геоантиклинальным) этапом. В Горном Крыму и Большом Балхане такой этап продолжался с раннего мела до неогена, а в Лабино–Малкинской зоне Большого Кавказа и северной мегазоне Памира, не входивших в состав альпийских геосинклиналей, — с юры или триаса до середины неогена.

Орогенный этап в разных звеньях альпийского пояса начинался разновременно — в олигоцене или миоцене, но его зрелая стадия, в течение которой складчатые сооружения испытывали интенсивное и быстрое воздымание, приобретая средне- и высокогорный рельеф, а некоторые впадины внутренних морей (Черноморская, Южно- и Среднекаспийская) — глубокое некомпенсированное погружение, — началась более или менее одновременно — в середине позднего миоцена (около 10 млн лет назад) и продолжается до современности.

**ВЕРХОЯНО—ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ И ОХОТСКО—  
ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС**

**ВЕРХОЯНО—ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ**

Расположенная на северо-востоке СССР Верхояно-Чукотская (Верхояно-Колымская) среднекембрийская (позднекембрийская) складчатая область — одна из наиболее обширных и своеобразных по особенностям строения и развития складчатых областей Северной Евразии. На юго-западе она граничит с Сибирской платформой, на севере — с гипотетической Гиперборейской платформой или метаплатформенной областью, вероятно занимающей северную часть дна Восточно-Сибирского моря. На северо-западе она смыкается с Таймыро-Североземельской метаплатформенной областью, а на юго-востоке на нее наложен огромный Охотско-Чукотский меловой вулканический пояс, под которым скрыт глубинный шов, отделяющий Верхояно-Чукотскую область от северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Площадь ее в пределах суши превышает 2 млн км<sup>2</sup>, а с участками, скрытыми под дном мелководных морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского — достигает 3 млн км<sup>2</sup>.

Тектоническое своеобразие этой области заключается в том, что, как будет показано ниже, основная часть ее обладает дорифейской корой континентального типа и первоначально представляла собой северо-восточное продолжение древней Сибирской платформы, в ходе длительной, но сравнительно умеренной деструкции превратившаяся в метаплатформенную область (или подвижную платформу, по Ю.М.Пущаровскому), а затем в миогеосинклиналию область с рядом крупных остаточных срединных массивов, развитие которой завершилось позднекембрийской складчатостью. Лишь отдельные зоны в восточной ее части на протяжении некоторых этапов характеризовались эвгеосинклинальным типом развития и даже обладали океанической корой.

В орографическом отношении Верхояно-Чукотская область представляет сочетание крупных средневысотных хребтов, плоскогорий и аккумулятивных низменностей. Юго-западную ее часть занимает вытянутый в общем северо-западном направлении протяженный (2000 км) и широкий (200 км) S-образный в плане Верхоянский хребет высотой до 2–2,4 км. Юго-восточная его часть носит название хр. Сетта-Дабан. Северо-восточнее простираются более короткий (1000 км), но высокий (до 2,5–3,15 км) хр. Черского и еще более короткий (600 км) Момский хребет (до 2,5 км). Между хребтами Верхоянским и Черского располагаются (с северо-запада на юго-восток) Янское, Эльгинское и Оймяконское плоскогорья и хр. Сунтар-Хаята (до 3 км), в котором сохранились небольшие современные ледники. К северу и северо-востоку от Момского хребта находятся Алазейское, Юкагирское плоскогорья и Колымское нагорье с высотами до 1–1,6 км, а в самой северо-восточной части области — короткие субширотные хребты высотой до 1,5–1,8 км — Олойский, Анюйский и Чукот-

ский, заканчивающийся на Чукотском полуострове. Северную часть области занимают Яно-Индигирская и Колымская низменности, граничащие с шельфами морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Между этими морями расположен низменный архипелаг Новосибирских островов, а между Восточно-Сибирским и Чукотским морями — гористый остров Врангеля. На юго-западе Верхоянский хребет граничит с низменной равниной, дренируемой р. Леной и ее притоком Алданом. Восточнее, в северном направлении к Ледовитому океану, текут реки, берущие начало в южной части Верхояно-Колымской области или в Охотско-Чукотском поясе, — Яна, Индигирка и Колыма с ее правыми притоками Омолон, Большой и Малый Анной.

Первые шаги в физико-географическом и геологическом исследованиях Верхояно-Чукотской области связаны с именами И.Д.Черского, пересекшего ее в 1891–1892 гг. и скончавшегося во время этой экспедиции в низовьях Колымы, Э.В.Толля и К.И.Богдановича. В 20-х годах С.В.Обручев и К.А.Салищев открыли в центре этой области крупный хребет, названный именем Черского, а С.В.Обручев предложил первую схему ее тектонического строения, выделив Колымскую платформу и обрамляющие ее дуги. Эта схема в 30-х годах была развита и уточнена в результате исследований Н.П.Хераскова и П.Н.Кропоткина. В те же годы С.С.Смирнов, Ю.А.Билибин и другие начали изучение золоторудных и оловянных месторождений области, разработка которых имела большое значение в период Великой Отечественной войны. В послевоенный период изучение Верхояно-Колымской области продолжали И.П.Атласов, К.Я.Спрингис, Ю.М.Пушаровский, С.М.Тильман, Н.А.Шило, И.Я.Некрасов, И.А.Резанов, Н.А.Богданов, Г.С.Гусев, В.И.Коростелев и др.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Главными структурными элементами Верхояно-Чукотской области являются Предверхоянский краевой прогиб, отделяющий ее от Сибирской платформы, прилегающая к нему с северо-востока Верхояно-Индигирская складчатая система, занимающий центральную и юго-восточную части области Колымо-Омолонский срединный массив (s.l.), тектоническая природа западной части которого служит предметом дискуссии, и расположенная в ее северо-восточной части Новосибирско-Чукотская складчатая система. Срединные массивы присутствуют и внутри складчатых систем (рис. 33).

Предверхоянский краевой прогиб простирается на 1300 км в виде выпуклой к юго-западу дуги от низовий Лены до среднего течения Алдана, примыкая на юго-западе к Анабарской антеклизе, Вилюйской синеклизе и Алданской моноклизе с осложняющим ее Якутским сводом, а на северо-востоке гранича с надвинутыми на него северным и средним сегментами Верхоянского мегантиклинория. К южному его сегменту вместо краевого прогиба примыкает на западе долготная Нельканская зона краевых позднемезозойских чешуйчатых надвигов, сменяющих к западу верхнепротерозойские и кембрийские отложения Юдомо-Майской перикратонной впадины. Ширина краевого прогиба в его северо-западной части составляет 50–100 км, а в юго-восточной достигает 150 км. Дорифейский фундамент погружен от 5 до 10–15 км на его среднем участке, наложенном на Патомско-Вилюйскую зону палеозойских рифтогенных впадин, унаследованных Вилюйской мезозойской синеклизой.

Разновозрастные палеозойские, а местами и триасовые отложения чехла

Сибирской платформы в Предверхоанском прогибе трансгрессивно покрываются континентальными и морскими терригенными отложениями юры, мощность которых нарастает в сторону Верхоанского мегантиклинория, а последние — мощными (до 4–5 км во внутренней зоне прогиба), угленосными молассами нижнего и отчасти верхнего мела. Во внешней, приплатформенной зоне прогиба они залегают полого моноклиально, а во внутренней зоне смяты в линейные складки, осложненные надвигами со смещением масс к западу и юго-западу. На среднем участке краевого прогиба, прилегающем к устью Вилюя, его внутренняя зона в конце мезозоя была приподнята, и в ядрах антиклиналей вскрываются юрские и триасовые отложения.

В разрезах основных зон Верхоанно-Чукотской складчатой области различаются три крупных комплекса, отличающихся характером залегания, степенью метаморфизма и разделенных региональными перерывами и несогласиями, которые отвечают главным мегаэтапам ее тектонического развития: архейско-нижнепротерозойский метаморфический фундамент, мегакомплекс верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских (доверхнемеловых) отложений, деформированных в эпоху позднекимерийской, или колымской, складчатости, и постскладчатый (чехольный) малодеформированный комплекс верхнего мела и кайнозоя. В свою очередь в позднепротерозойско-мезозойском складчатом мегакомплексе выделяются несколько комплексов, отличающихся в литолого-формационном отношении, местами разделенных перерывами и несогласиями и отвечающих важным этапам развития области: рифейский подкомплекс карбонатно-терригенных отложений; вендско-среднепалеозойский комплекс существенно карбонатных (местами частично кремнистых и вулканогенных) образований; верхнепалеозойско-нижнемезозойский (от верхов нижнего карбона до средней юры) комплекс морских терригенных отложений (названный Н.П.Херасковым в 30-х годах верхоянским) и верхнеюрско-нижнемеловой комплекс морских и континентальных вулканогенно-терригенных (включая типичные молассы) образований. Первые два комплекса отвечают метаплатформенному этапу развития Верхоанно-Чукотской области (или этапу существований подвижной платформы, по Ю.М.Пушаровскому), третий — собственно геосинклинальному, а четвертый — проторогенному этапу.

Верхоанно-Индибирская складчатая система представляет S-образно искривленный широкий пояс складчатых сооружений и разделяющих их срединных массивов, лежащий между Сибирской платформой и Предверхоанским прогибом на юго-западе и Колымо-Омолонским массивом (s.l.) на северо-востоке. На среднем своем участке он имеет ширину около 400–500 км, а на северо-западном и юго-восточном концах расширяется вдвое и расщепляется на несколько ветвей. В поперечном сечении среднего участка выделяются Верхоанский мегантиклинорий и Яно-Индибирский мегасинклинорий.

Верхоанский мегантиклинорий, выраженный в рельефе одноименным хребтом, сложен мощными терригенными отложениями нижней части верхоянского комплекса (карбон-пермь, отчасти триас), согласно залегающими на отложениях рифея—среднего палеозоя. Они смяты в линейные, кулисно расположенные умеренно или сильно сжатые, нередко скошенные к юго-западу и осложненные взбросами и надвигами складки. По простиранию мегантиклинорий сильно сужается к юго-востоку и значительно расширяется на северо-запад. Наиболее приподнятые участки приближены к его западному краю. С

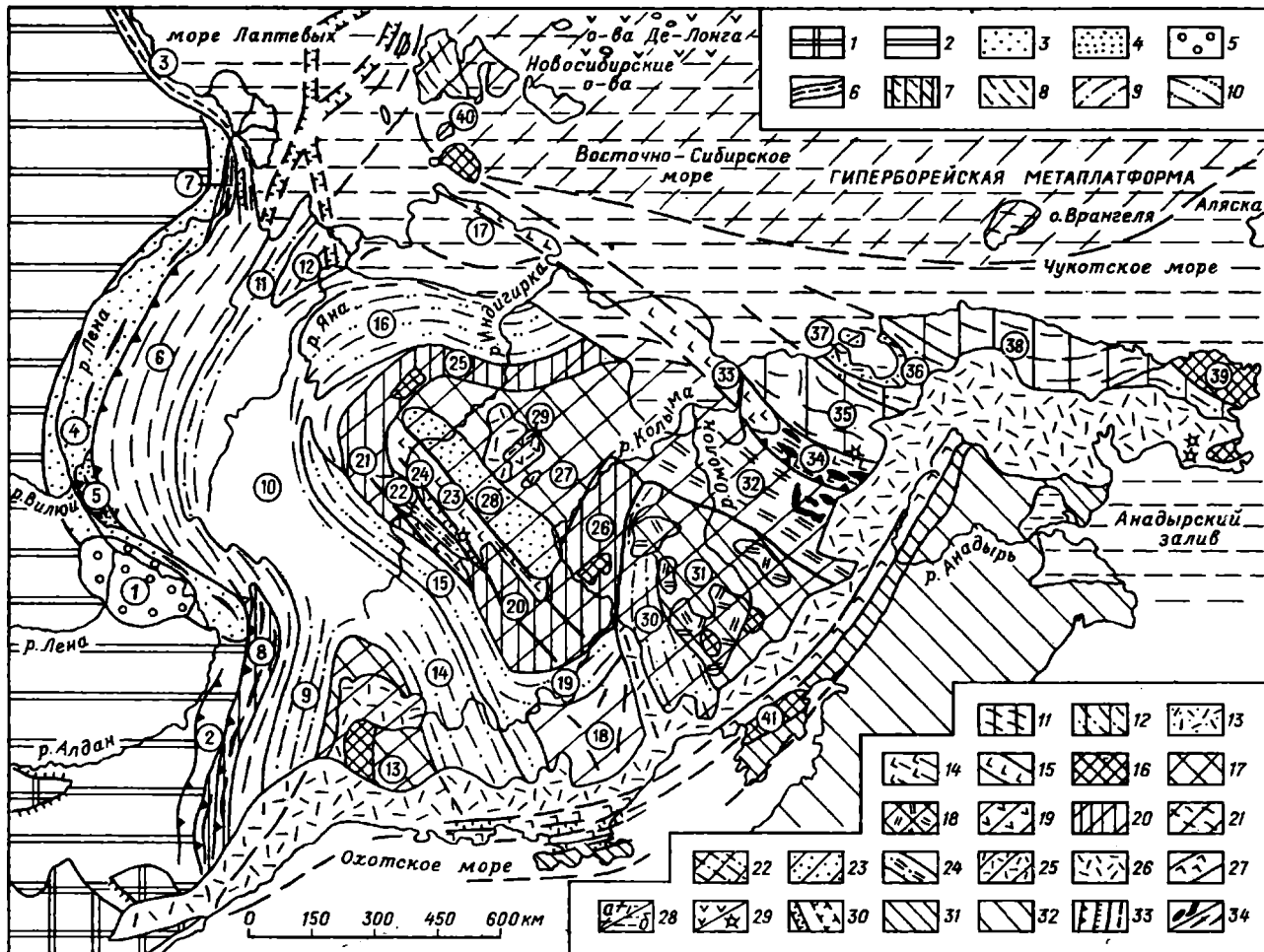


Рис. 33. Схема тектонического строения Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканического пояса:

1-2 — Сибирская платформа: 1 — Алдано-Становой щит; 2 — Лена-Енисейская плита; 3 — Предверхоанский краевой прогиб, выполненный меловой молассой; 4 — его приподнятый средний участок; 5 — наложенная кайнозойская Нижнеалданская впадина; 6 — Оленекская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 7-10 — Верхояно-Индибирская складчатая система: 7 — ядра антиклинорий, сложенные рифеем — средним палеозоем; 8 — антиклинории, сложенные верхним палеозоем; 9 — синклинории, выполненные пермью и триасом; 10 — наиболее глубокие синклинории, выполненные юрой; 11-15 — Новосибирско (Аньюско-) — Чукотская складчатая система: 11 — антиклинории, сложенные средним палеозоем и нижним-средним триасом; 12 — синклинории, выполненные верхним триасом — лейасом; 13 — наложенные впадины, выполненные мальмом — нижним мелом; 14 — складчатые и складчато-надвиговые зоны, возникшие на месте позднеюрских-раннемеловых эвгеосинклинальных прогибов (= рифтов) (также на Колымском массиве); 15 — раннемеловой Южноаньюско-Святоносский вулканический пояс; 16-25 — срединные массивы и Гипербореяская метаплатформа; 16 — выступы дорифейского метаморфического фундамента; 17 — пологозалегающий рифейско-палеозойско-мезозойский чехол; 18 — девонские вулканиты в чехле Омолонского массива; 19 — складчатые зоны, сложенные средне-верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами; 20 — горст-антиклинории в краевых зонах Колымского массива, в основном сложенные рифеем — средним палеозоем; 21 — мезозойские складчатые деформации в чехле массивов и метаплатформ; 22 — наложенные мезозойские прогибы; 23 — раннемеловые внутренние впадины, выполненные угленосной молассой; 24 — Момо-Селеняхский раннемеловой прогиб; 25 — покровы наземных ранне- и позднемеловых вулканитов; 26-27 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, в основном сложенный наземными вулканитами верхов нижнего — низов верхнего мела; 26 — внешняя зона, «фланги» (окончания) и апофизы в Верхояно-Чукотской области; 27 — внутренняя зона; 28 — субгоризонтально залегающий верхнемеловой-кайнозойский чехол на массивах (а) и на складчатых системах (б); 29 — покровы кайнозойских базальтов и четвертичные базальтовые вулканиты; 30 — кайнозойские грабены на суше и на дне морей; 31-32 — Тихоокеанский подвижный пояс: 31 — Кони-Тайгоноская складчатая система; 32 — Корякская и Олюторско-Камчатская системы; 33 — взбросы и надвиги, сбросы, разломы без разделения и погребенные; 34 — выходы офиолитового комплекса и складки в некоторых зонах Верхояно-Чукотской области.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Нижнеалданская впадина; 2 — Нельканская зона надвигов; 3 — Оленекская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 4 — Предверхоанский краевой прогиб; 5 — Китчанское поперечное поднятие в его внутренней зоне; 6 — Верхоянский мегантиклинорий; 7 — Туора-Сисское краевое поднятие; 8 — Сетта-Дабанский антиклинорий; 9 — Южно-Верхоанский синклинорий; 10 — Эльги-Адычанская пологоскладчатая зона; 11 — Омолонский синклинорий; 12 — Куларское поднятие; 13 — Охотский срединный массив; 14 — Индигиро-Колымский синклинорий; 15 — Иньяли-Дебинский синклинорий; 16 — Ольдзойский (Полуосненский) синклинорий; 17 — Хромский массив; 18 — Ат-Юрхакский синклинорий; 19 — Балыгачанское поднятие; 20 — Момский (Омулевский) горст-антиклинорий; 21 — Тас-Хаяхтахский горст-антиклинорий; 22 — Момо-Селеняхский прогиб; 23 — Иliny-Тасский антиклинорий; 24 — Момо-Селеняхский кайнозойский грабен; 25 — Полоусный горст-антиклинорий; 26 — Приколымский (Юкагирский) горст-антиклинорий; 27 — внутренняя часть Колымского срединного массива; 28 — Зырянский внутренний прогиб; 29 — Алазейское поднятие; 30 — Приомолонский прогиб; 31 — Омолонский срединный массив; 32 — Олойская зона; 33 — Святоносско-Южноаньюская зона; 34 — Южно-Аньюский обращенный антиклинорий; 35 — Аньюский мегантиклинорий; 36 — Чаунский синклинорий; 37 — Раучанская наложенная впадина; 38 — Чукотский мегантиклинорий; 39 — Восточно-Чукотский срединный массив; 40 — Новосибирский массив; 41 — Тайгоносский массив

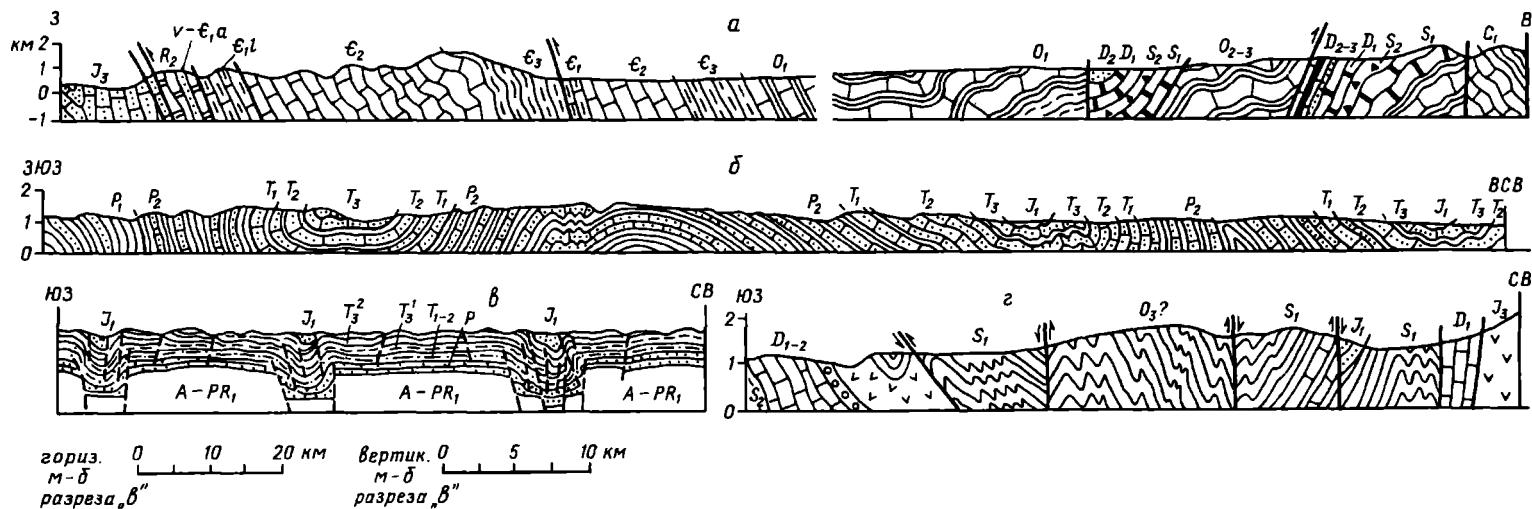


Рис. 34. Геологические разрезы Верхояно-Чукотской складчатой области:

а — через Сетта-Дабанский антиклинорий; б — через Сартангский синклиний (восточное крыло северной части Верхоянского мегантиклинория); в — через Эльгинский район пологих дислокаций в Яно-Индигирском мегасинклинии; з — через северо-восточное крыло Омудевского горст-антиклинория (а, б, з) — по Г.С.Гусеву, 1979; в — по С.И.Гаврикову, 1966)



сиалический докембрийский фундамент, в других — сильнодислоцированные карбонатные, терригенные, кремнистые и вулканогенные (сложенные основным или кислыми эффузивами и туфами) толщи девона—нижнего карбона, местами несогласно перекрытые верхнепалеозойскими вулканогенно-терригенными отложениями, в-третьих (Алучинский блок в северной части зоны) — гипербазиты, глаукофановые сланцы, а также диабазы, спилиты, кремнистые и терригенные породы среднего-верхнего карбона, образующие позднепалеозойскую офиолитовую ассоциацию. В ряде блоков выступают несогласно залегающие на разных горизонтах палеозоя туфогенно-терригенные отложения среднего-верхнего триаса, нижней и средней юры.

До начала девона территория Олойской зоны, по-видимому, представляла приподнятый участок обширного Колымо-Омолонского срединного массива. В девоне ее континентальная кора подверглась раздроблению, растяжению и погружению и превратилась в эвгеосинклинальный прогиб, в котором накапливались мощные вулканогенные толщи, а в раннем или среднем карбоне в северной части зоны деструкция дошла до полного разрыва континентальной коры и новообразования “рвов” с корой океанического типа, в которых сформировалась офиолитовая ассоциация. Растяжение в Олойской зоне неоднократно чередовалось с сжатием, фиксируемым угловыми несогласиями между средним, верхним палеозоем, нижним и верхним мезозоем.

С севера к Олойской зоне примыкает узкая, но весьма протяженная (1250 км) Южно-Ануйская зона (Святоносско-Южноануйская); ее погребенное западное продолжение трассируется до пролива Дмитрия Лаптева, отделяющего Азию от архипелага Ляховских островов. В ее строении участвуют верхнеюрские офиолитовая и кремнисто-вулканогенная и неокомские флишевая и молассово-вулканогенная формации, а также раннемеловые гранодиоритовые интрузии. В этой зоне в поздней юре произошел раздвиг континентальной коры, вплоть до образования узкого рва с корой океанического типа (что позволило С.М. Тильману называть ее Южно-Ануйским рифтом), затем глубокое погружение в начале мела и, наконец, сжатие, приведшее к формированию обращенного антиклинория, рассеченного продольными чешуйчатыми надвигами.

Более северные складчатые зоны, сформированные на древней несколько утоненной континентальной коре, сложены терригенно-карбонатными отложениями среднего палеозоя и перекрывающими их без резкого углового несогласия мощными терригенными толщами триаса и нижней юры. Эти образования, испытавшие складчатость в средней юре, выступают в Ануйском мегантиклинории, обладающем мозаичной брахискладчато-глыбовой структурой, в Чукотском мегантиклинории, в котором преобладают линейные субширотные складки, и в разделяющем их Чаунском синклинории. На смятых в складки раннемезозойских миогеосинклинальных образованиях несогласно залегают молассовые и вулканогенные (кислого и среднего состава) отложения верхней юры—неокома, выполняющие крупную наложенную Раучуанскую впадину в районе Чаунской губы. Мезозойские образования прорваны средне-позднеюрскими гранодиоритами, раннемеловыми гранитами (комагматичными орогенным вулканитам) и позднемеловыми лейкократовыми и щелочными гранитами и сиенитами.

Восточную часть Новосибирско-Чукотской складчатой системы ограничивает с севера Восточно-Чукотский срединный массив, продолжением которого

служит массив Сьюорд в западной части Аляски. В Восточно-Чукотском массиве выступает метаморфический раннедокембрийский фундамент, частично перекрытый деформированными (возможно, сорванными со своего основания) терригенно-карбонатными отложениями ордовика—нижнего карбона.

Мезозойская Новосибирско-Чукотская складчатая система продолжается на запад под дном Восточно-Сибирского моря до Новосибирских островов, где, по-видимому, вырождается и затухает. Строение этого архипелага изучено недостаточно. В его южной части на о. Большой Ляховский обнажаются сланцы протерозойского возраста, а на его юго-восточном берегу — мезозойские ультрабазиты, фиксирующие западное окончание Южно-Ануйской офиолитовой зоны. Севернее, на о. Котельный, распространены терригенно-карбонатные отложения кембрия - нижнего карбона, а также маломощные терригенные, с подчиненными основными вулканитами отложения перми—неокома. Они представляют, очевидно, чехол Новосибирского массива, смятый в простые пологие складки запад-северо-западного простирания, возникшие в середине раннего мела, на продолжении вырождающейся к западу Новосибирско-Чукотской геосинклинальной системы. Эти структуры в восточной части архипелага несогласно перекрываются субгоризонтально залегающим комплексом угленосно-вулканогенных образований верхов нижнего и верхнего мела, а также континентальным палеогеном. В самой западной части архипелага выявлен глубокий прогиб, выполненный очень мощными (до 7-8 км) терригенными с горизонтами базальтов образованиями среднего девона—нижнего карбона, смятыми в сильно сжатые субмеридиональные линейные складки. По-видимому, здесь проходит продолжение одной из ветвей Верхояно-Инди-гирской позднекеммерийской складчатой системы. Большая же северо-восточная часть Новосибирского архипелага (Новосибирский массив), возможно, представляет юго-западную окраину гипотетической Гиперборейской платформы.

К южной деформированной окраине Гиперборейской платформы (метаплатформы?) принадлежит также о. Врангеля, где слабометаморфизованный рифейский осадочно-вулканогенный комплекс несогласно перекрывается относительно маломощными (1-1,5 км) карбонатно-терригенными отложениями палеозоя, а последние в южной части острова — терригенным верхним триасом. Эти образования были смяты в юре в субширотные линейные складки и нарушены чешуйчатыми надвигами со смещением масс к северу.

Охарактеризованный выше тектонический план, созданный в эпоху позднекеммерийской (колымской) складчатости, главным образом в течение поздней юры — раннего мела, в основном сохранился до наших дней, хотя и был местами осложнен наложенными, преимущественно позднекайнозойскими деформациями. К ним в южной части Верхояно-Чукотской области, испытавшей неотектоническую активизацию (дейтероорогенез), принадлежат пологие сводово-глыбовые поднятия, выраженные в рельефе современными хребтами, которые в основном наследуют или возрождают положительные элементы позднемезозойского структурного плана. В северной, приморской и шельфовой частях области основными элементами позднекайнозойского тектонического плана являются обширные плоские субизометричные поднятия — Новосибирское, Врангеля, Де-Лонга (к последнему приурочены покровы неогеновых базальтов) и сопряженные с ними впадины типа синеклиз, занимающие большую часть ложа морей Чукотского, Восточно-Сибирского и Лаптевых и прилегаю-

щие к ним с юга аккумулятивные низменности. Мощность мела и кайнозоя в их наиболее глубоких частях по геофизическим данным достигает 3–4 км.

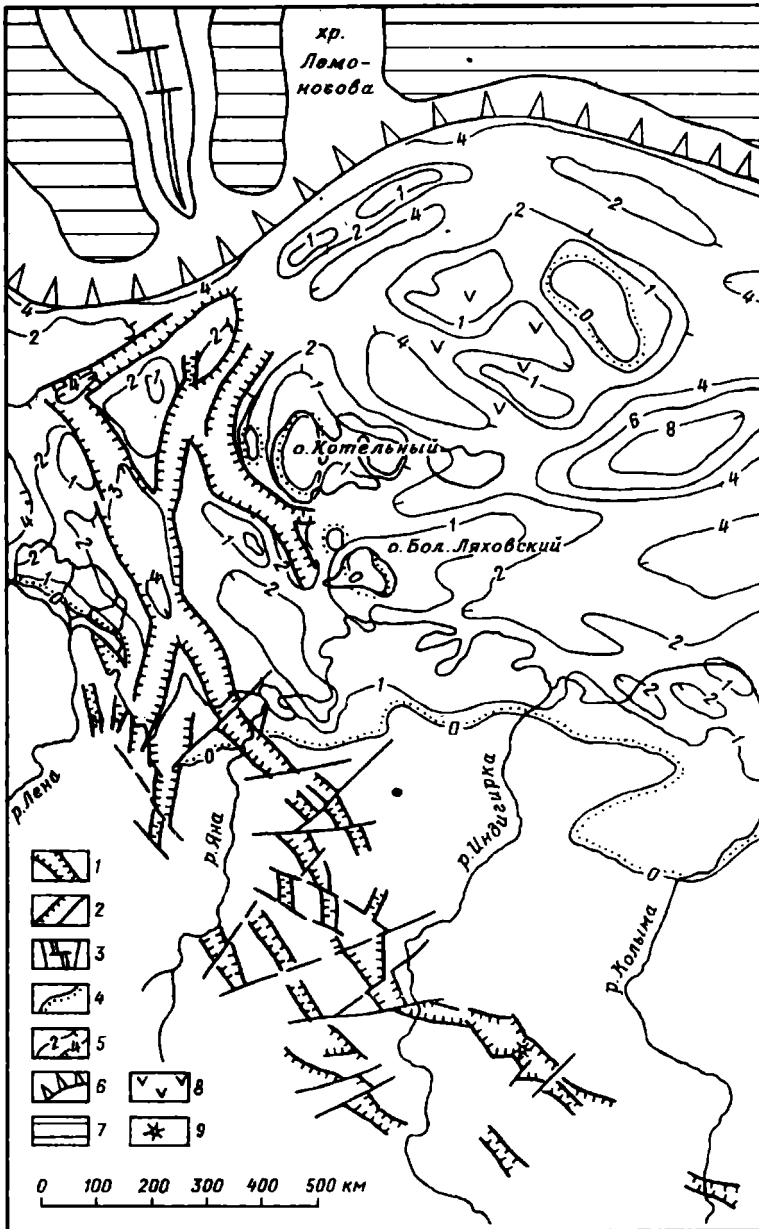


Рис. 35. Схема строения Лаптевско-Момской кайнозойской рифтовой системы (составлена по материалам А.В.Артемова, И.Ю.Иванова и других авторов): 1 - грабены в пределах континента и дна шельфовых морей; 2 - сбросы и разломы без подразделения; 3 - Срединно-Арктический рифтовый хребет Гаккеля; 4 - граница распространения сплошного кайнозойского чехла; 5 - стратозиогипсы основания осадочной толщи на шельфе; 6 - континентальный склон; 7 - глубоководные впадины с корой субокеанического типа; 8 - позднекайнозойские базальтовые покровы; 9 - четвертичный базальтовый вулкан

Существенная роль в новейшем тектоническом плане области принадлежит Момской (Момско-Лаптевской) континентальной рифтовой системе (рис. 35). Она лежит на продолжении затухающей к юго-востоку внутриокеанической рифтовой системы Арктического океана, выраженной подводным рифтовым хребтом Гаккеля и обрамляющими его глубоководными котловинами Нансена и Амундсена. Представления о существовании Момской рифтовой зоны или системы были высказаны в конце 60-х годов А.Ф.Грачевым и развиты А.А.Наймарком, Г.С.Гусевым и др. В пределах шельфа моря Лаптевых к югу от 78° с.ш. выявлен протяженный коленообразно изогнутый и расщепляющийся на юге грабен, заполненный кайнозойскими осадками. Его южные ветви глубоко вдаются в Азиатский континент между дельтами Лены и Яны.

Далее к югу и юго-востоку выявлен ряд других кайнозойских грабенов и горстов юго-восточного простирания, пересекающих северную часть Верхоянского мегантиклинория и Полоусный горст-антиклинорий, а также наложенных на Момо-Селенняхский позднемезозойский прогиб; вдоль последнего прослеживается наиболее протяженный одноименный кайнозойский грабен, к которому приурочены неогеновый экстрезивный липаритовый купол и голоценовый базальтовый вулкан. Мощность неоген-четвертичных континентальных отложений в Момо-Селенняхском и других грабенах относительно невелика, но они четко выражены в современном рельефе. Судя по ориентировке векторов напряжений в очагах землетрясений, по разломам Момской рифтовой системы происходят сбросовые (по бортам грабенов), взбросовые и правосдвиговые перемещения.

Глубинное строение и геофизические поля. Глубинное строение Верхояно-Чукотской области изучено пока очень слабо, поскольку ГСЗ на ее территории почти не проводилось, а точечных сейсмологических наблюдений и гравиметрических данных недостаточно для получения достоверной и детальной картины. Предполагается, что мощность коры составляет 40–45 км в пределах большей части Верхояно-Индибирской и Анюйско-Чукотской складчатых систем и несколько меньше 40 км в срединных массивах и приморских низменностях, а на шельфах Арктических морей она снижается до 35–30 и даже 20 км. Дорифейский фундамент, выступающий на поверхность или приближенный к ней в срединных массивах, погружается в некоторых зонах мезозойских складчатых систем до 10–20 км. Мощность литосферы в Верхояно-Чукотской области с учетом геотермических данных оценивается В.Чермаком в 75–100 км, т.е. по крайней мере в 2–2,5 раза меньше, чем на Сибирской платформе, где она превышает 200 км.

Верхояно-Индибирская и Анюйско-Чукотская складчатые системы характеризуются пониженными значениями силы тяжести, минимальными в Верхоянском мегантиклинории и горст-антиклинальных поднятиях, обрамляющих Колымский срединный массив; последний, а также прибрежные равнины характеризуются значительными положительными гравианомалиями. Характер геомагнитного поля резко отличается в пределах миогеосинклинальных зон Верхояно-Индибирской и Новосибирско-Чукотской складчатых систем, с одной стороны, и срединных массивов — Охотского, Хромского, Колымского, Омолонского, Чукотского, а также Олойской и Южно-Анюйской зон — с другой. Первые обладают малоконтрастным слабopоложительным и реже слабоотрицательным (Южно-Верхоянский синклинорий) магнитным полем, что объясняется отсутствием магнитовозмущающих тел в слагающих их очень

мощных осадочных образованиях рифея—мезозоя и сильно ослабленном влиянии глубоко погруженного магнитоактивного фундамента. Напротив, в срединных массивах, где он приближен к поверхности, магнитное поле отличается высокой контрастностью с преобладанием мозаичного (Омолонский, Охотский, Чукотский массивы) или линейного рисунка аномалий (Колымский массив).

Алазейскому поднятию в центре этого массива отвечает каплевидный в плане магнитный минимум, окруженный подковообразной зоной резких максимумов магнитного поля, совпадающих с внутренней, депрессионной зоной этого массива. Подковообразная зона менее резких магнитных максимумов отвечает горст—антиклинориям внешней зоны Колымского массива. Такой рисунок магнитного поля свидетельствует о его обусловленности особенностями внутреннего устройства фундамента, в значительной мере унаследованными в мезозойском структурном плане его чехла, и противоречит представлению о наличии в Алазейском поднятии палеозойской эвгеосинклинальной зоны юго-западного простирания. Напротив, линейные магнитные максимумы запад—северо—западного направления в Южно—Ануйской и Олойской зонах могут быть связаны с влиянием мезозойских и палеозойских базит—ультрабазитовых интрузий и протрузий.

Тепловой поток в Верхояно—Чукотской области в среднем в несколько раз выше, чем на Сибирской платформе. Наиболее высокими его значениями — до  $80\text{--}100\text{ мВт/м}^2$  — характеризуются грабены Момской рифтовой зоны с обрамляющими их новейшими поднятиями хребтов Черского, Момского и других, а также Охотский срединный массив. В Верхояно—Индигирской и Ануйско—Чукотской складчатых зонах плотность теплового потока составляет  $60\text{--}70\text{ мВт/м}^2$ , а на Колымо—Омолонском срединном массиве (s.l.) — всего  $45\text{--}50\text{ мВт/м}^2$ .

Наиболее сейсмична Момско—Лаптевская рифтовая система: в ее континентальной части выделяется несколько зон 8—балльных и отдельные участки 9—балльных землетрясений, а на шельфе — 7—балльная зона. Большая часть Верхояно—Индигирской складчатой системы попадает в 6—балльную, а южное Верхоянье и Охотский массив — в 7—балльную зону. Большая часть Колымо—Омолонского массива и Ануйско—Чукотская система попадают в 5—балльную зону.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Архей. Глубокометаморфизованное архейское основание Верхояно—Чукотской области обнажается в Охотском, Омолонском и, возможно, Восточно—Чукотском срединных массивах. В Охотском массиве выступают амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся с биотитовыми, биотит—амфиболовыми, гранат—биотитовыми гнейсами, амфиболитами, двупироксен—амфиболовыми кристаллическими сланцами, мраморами, кальцифирами и кварцитами. Эти породы, сопоставляемые с алданским комплексом архея, были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации в архее и насыщены телами гнейсогранитов и гранитов, а также ультрабазитов и габброидов.

В Омолонском массиве в основании разреза вскрывается метабазит—гипербазитовый комплекс, выраженный двупироксен—амфиболовыми сланцами с подчиненными биотит—гранатовыми гнейсами (более 0,6 км) и вулканогенно—осадочный комплекс биотит—гранатовых гнейсов, кварцитогнейсов, магнетито—

вых кварцитов с подчиненными амфиболовыми гнейсами и двупироксен-амфиболовыми сланцами (1 км). Возраст метаморфизма этого комплекса, по составу сравнимого с типичными "серыми гнейсами" архея, — 3,4 млрд лет. Выше залегает метабазит-кремнистый комплекс амфиболовых гнейсов, слюдистых и мономинеральных кварцитов (1 км), близкий к таковым зеленокаменным поясов. В целом разрез архея Омолонского массива напоминает разрезы серогнейсо-зеленокаменных областей.

В Восточно-Чукотском массиве к архею несколько условно относят комплекс пироксен-амфиболовых сланцев, биотитовых гнейсов и гранитогнейсов с прослоями мраморов, кварцитов, гранатовых и высокоглиноземистых сланцев (более 5 км).

Нижний протерозой. К нижнему протерозою принадлежат дорифейские образования Колымского массива, а также предположительно некоторые метаморфические породы на Восточно-Чукотском массиве, для фундамента которого имеются радиоизотопные датировки, указывающие на дорифейский возраст (1,57–1,68 млрд лет). В восточной части Колымского массива, в Приколымском поднятии в основании разреза нижнего протерозоя выделяется гипербазит-базитовый комплекс (гранатовые амфиболиты, амфиболовые сланцы, мелкие тела серпентинизированных амфиболитов), перекрытый осадочно-вулканогенным комплексом (переслаивание амфибол-гранатовых, амфибол-гранат-двуслюдяных, кварц-мусковитовых сланцев и кварцитов) мощностью более 1 км. Абсолютный возраст метаморфизма этих комплексов — 1,9–2 млрд лет. Выше несогласно залегает менее метаморфизованный терригенный комплекс, представленный базальными конгломератами, кварц-мусковитовыми, амфибол-хлоритовыми сланцами, кварцитами и кварц-серцитовыми сланцами с межпластовыми и секущими субвулканическими телами метаморфизованных липаритов (1,7 км). Возраст этого комплекса — более 1,55 млрд лет.

В западной части массива, в Уяндинском блоке Полоусного горст-антиклинория обнажаются аналоги двух нижних комплексов Приколымского поднятия. Как и в Приколымском поднятии, они несогласно перекрываются неметаморфизованными отложениями среднего рифея. В центральной части массива, в Кыллахском выступе Алазейского поднятия, обнажаются кварцитосланцы и метабазиты, прорванные тоналитами и плагиогранитами. Они метаморфизованы в необычных для докембрийского фундамента срединных массивов (кроме массива Сьюрд на Аляске) условиях глаукофан-сланцевой фации и несогласно перекрыты средним палеозоем. Возраст этого комплекса, сопоставляемого с осадочно-вулканогенным комплексом западной и восточной частей массива, — 1,9–2,15 млрд лет.

В Олойской зоне обнажаются слюдисто-кварцевые, гранат-биотит-кварцевые эпидот-кварц-актинолитовые сланцы, кварциты и мраморы, условно относимые к нижнему протерозою. На о. Большой Ляховский известны нижнепротерозойские (?) кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма.

Верхний протерозой. Верхнепротерозойские отложения, несогласно налегающие на метаморфический нижнедокембрийский фундамент, обнажаются в юго-западной краевой зоне Верхоянского мегантиклинория, на Охотском, Колымском и Омолонском массивах и, по-видимому, широко распространены под чехлом более молодых пород. Они выражены терригенно-карбонатными и от-

части туфогенными и вулканогенными образованиями, свойственными плитам и авлакогенам древних платформ и авлакогеосинклинальным прогибам.

На Охотском массиве разрез начинается с пачки конгломератов. Выше следуют относимые к среднему и верхнему рифею три ритмично построенные толщи, начинающиеся терригенными отложениями (кварцитовидные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) и заканчивающиеся мелководными известняками и доломитами со строматолитами общей мощностью 1–1,5 км. Выше залегает ритмично построенная терригенно-карбонатная толща юдомия (0,4 км). Близкими разрезами характеризуется верхний протерозой на Омолонском массиве (до 1 км). В восточной (Приколымское поднятие) и западной (Уяндинский блок) частях Колымского массива в разрезах среднего-верхнего рифея возрастает роль карбонатных пород, а мощность достигает 2,5–3 км.

В краевом Юдомо-Майском поднятии южного Верхоянья присутствуют образования нижнего, среднего и верхнего рифея мощностью до 7–8 км. Наряду с терригенными (песчано-алевритового состава) и карбостромовыми толщами существенную роль в разрезе здесь играют сланцы (согласно Б.Р.Шлунту, являющиеся продуктами переотложения гидротермального и гипергенно преобразованного пирокластического материала щелочно-основного и кремнекисло-щелочного состава), а в верхнем рифее — также основные лавы и субвулканические тела. Нижний рифей отличается повышенным содержанием тонкорассеянного углеродистого вещества. Нижние горизонты рифея преобразованы в условиях зеленосланцевой фации, вышележащие — в условиях глубинного эпигенеза. Несогласно залегающий юдомий (0,5 км) в основном выражен доломитами. Присутствие туфогенного материала в разрезе рифея отмечается и на северо-западе Верхоянского мегантиклинория — в Туора-Сисском поднятии. Мощные вулканогенно-осадочные толщи рифея авлакогенного или авлакогеосинклинального типа могут присутствовать и в некоторых других складчатых зонах Верхояно-Чукотской области. В северном обрамлении Верхояно-Чукотской области, на о. Врангеля, обнажаются сланцы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, относимые по акритархам и микрофитолитам к нижнему-среднему рифею, с размывом и конгломератами в основании перекрытые слабометаморфизованными вулканогенно-терригенной толщей венда.

Нижний-средний палеозой. Образования кембрия, ордовика, силура, девона и низов нижнего карбона вместе с подстилающими их юдомскими образуют в Верхояно-Чукотской области широко распространенный мощный комплекс. Основную роль в нем играют карбонатные (обычно мелководные) известняки, доломиты, мергели, а резко подчиненную — терригенные и кремнистые отложения, близкие к нижне- и среднепалеозойским отложениям Сибирской платформы, но отличающиеся значительно большей мощностью. В некоторых зонах в нижнем палеозое, а также среднем и верхнем девоне присутствуют, а местами даже приобретают важное значение вулканогенные образования различного состава. В одних зонах разрез нижнего-среднего палеозоя непрерывен, в других — разделяется на два подкомплекса — кембро (или вендско-) силурийско-нижнедевонский и трансгрессивно залегающий среднедевонско-нижнекаменноугольный. Нижний и средний палеозой обнажаются в крайних поднятиях Верхоянского мегантиклинория, в горст-антиклинорных поднятиях краевой зоны и в центральной зоне Колымского массива, на Омолонском массиве, в Олойской зоне, в Чукотском мегантиклинории и на

Восточно-Чукотском массиве, а также на о. Врангеля и архипелаге Новосибирских островов.

В Сетта-Дабанском краевом поднятии южного Верхоянья юдомские доломиты согласно покрываются мощными толщами существенно карбонатных отложений (известняки, реже песчанистые известняки, известково-глинистые и глинистые сланцы) всех отделов кембрия (до 4–4,5 км), ордовика (до 4 км), силура (до 1 км) и нижнего девона (до 0,4 км). В верхнем силуре присутствуют карбонатные брекчии, а нижний девон иногда отсутствует.

Трансгрессивно залегающий среднедевонско(живетско-)—турнейский подкомплекс (2–2,5 км) в основном сложен здесь известняками и доломитами, но в среднем и верхнем девоне присутствуют мощные покровы субшелочных базальтов, а их дайки, а также щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа с карбонатами прорывают отложения нижнего-среднего палеозоя. Эти факты позволяют рассматривать режим развития Сетта-Дабанской зоны в среднем палеозое как рифтогенный (К.К.Левашев). Сходным типом разреза характеризуется нижний-средний палеозой на северо-западном окончании Верхоянского мегантиклинория, где трахибазальты присутствуют в низах кембрия и верхнем девоне.

В поднятиях краевой зоны Колымского массива кембрий отсутствует (или не обнажается), а ордовик и силур выражены мощными (соответственно до 3–5 и 1–2 км) толщами зоогенных (иногда рифогенных) известняков и доломитов, реже глинистых и песчанистых известняков и глинистых, в том числе граптолитовых, сланцев. В некоторых зонах присутствуют терригенно-карбонатные флишиодные толщи, а также туфы и лавы трахибазальтового состава (в хр. Аргатас). Девонско-турнейский подкомплекс (2–4 км) также выражен в основном известняками, глинистыми известняками и доломитами, но в отдельных зонах в разрезах среднего-верхнего девона присутствуют также кислые туфы и покровы щелочных базальтов (Увязкинская зона, Приколымское поднятие). В центре массива, на Алазейском поднятии, на нижнепротерозойском комплексе несогласно залегает кенкельдинская свита граувакк (глинистых сланцев и песчаников), кремнистых сланцев и базальтов раннекаменноугольного возраста (0,6 км).

На Омолонском массиве на докембрии или нижнем палеозое несогласно залегают мощная (2–4 км) терригенно-вулканогенная кедонская серия. Она начинается с терригенно-туфогенных отложений верхов нижнего девона либо непосредственно с вулканогенных толщ, отвечающих среднему и верхнему девону и отчасти нижнему карбону. Последние сложены трахибазальтовыми, трахиандезитовыми, андезитовыми лавами и туфами, а также лавами, туфами и игнимбритами трахилипаритового и липаритового состава, составляющими не менее половины общего объема. Вулканиды чередуются и сочетаются на площади с континентальными и мелководно-морскими отложениями (конгломераты, песчаники, прослойки и линзы известняков) и местами перекрываются карбонатной толщей нижнего карбона.

В Олойской зоне в ряде блоков обнажаются несогласно налегающие на протерозойский метаморфический фундамент осадочно-вулканогенные толщи среднего-верхнего девона и нижнего карбона, сложенные лавами и туфами пестрого состава (базальты, андезиты, трахиандезиты, дациты, липариты), яшмами и кремнями, песчаниками, алевролитами, сланцами и известняками (до 2 км).



В Восточно-Чукотском массиве на кристаллическом фундаменте залегают толщи зоогенных известняков ордовика и силура (1,5 км), перекрытые сланцево-карбонатными толщами девона (1,5 км) и известняково-сланцево-песчаниковыми — нижнего карбона (1,3 км). В Чукотском мегантиклинории выступают отложения девона и нижнего карбона, представленные песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями кремнистых сланцев, известняков и доломитов общей мощностью до 4,5 км. На о. Врангеля на вендских отложениях залегает нижнекембрийская толща филлитов и кварцитов, перекрытая терригенными отложениями силура—нижнего девона и терригенно-карбонатными — верхнего девона — нижнего карбона. Их общая мощность 1–1,5 км. На Новосибирских островах нижний-средний палеозой выражен более мощными (4–5 км) терригенно-карбонатными отложениями. Кембрий—низы ордовика сложены песчано-аргиллитовой толщей, верхи ордовика—средний девон — известняково-доломитовой, верхний девон — красноцветной терригенной, нижний карбон — карбонатно-терригенной толщей. В самой западной части архипелага мощности среднего девона — нижнего карбона возрастают до 8 км, а разрез приобретает существенно терригенный (с горизонтами базальтов) характер. В целом нижний-средний палеозой Новосибирско-Чукотской системы отличается значительной ролью терригенных образований.

Верхний палеозой и нижний мезозой. Отложения верхней части нижнего, среднего, верхнего карбона, перми, триаса, нижней и средней юры образуют в Верхояно-Чукотской области единый мощный существенно терригенный комплекс, наиболее типично представленный в Верхояно-Индиgireкой системе, где он был выделен Н.П.Херасковым под названием верхоянского (верхоянской серии). Стратиграфическим аналогом его верхней, триас-юрской, части в Новосибирско-Чукотской системе является выделенная С.М.Тильманом терригенная анойская серия, а на Колымо-Омолонском массиве ему соответствует комплекс вулканогенно-терригенных образований.

Верхоянская серия залегает на среднепалеозойских отложениях согласно, реже с небольшим перерывом, а ее эквиваленты на срединных массивах могут несогласно налегать на разные горизонты более древних образований. В случае согласного перехода ее основание фиксируется сменой карбонатных отложений терригенными на границе турнейского и визейского ярусов или внутри последнего. Отложения верхоянской серии выражены различными сочетаниями аргиллитов, алевролитов и песчаников (олигомиктовых и полимиктовых). Их чередование нередко носит ритмичный, флишоидный, а иногда и типично флишевый характер (например, в юре Иньяли-Дебинского прогиба). В основном это мелководно-морские серо- и буроцветные отложения с остатками пелеципод, амmonoидей, фораминифер, радиолярий, изредка — относительно глубоководные, а также прибрежно-континентальные угленосные отложения (в частности, в западном Верхоянье в карбоне и перми). В пермской части разреза Верхоянского мегантиклинория прослеживается горизонт мариногляциальных глинистых отложений со “взвешенными” слабоогаженными гальками и валунами, по-видимому сгруженными с тающих айсбергов. В некоторых зонах в отдельных горизонтах (визе, верхняя пермь и др.) распространены олистостромы.

Наряду с терригенным материалом, в основном поступавшим с Сибирской платформы и отчасти из приподнятых массивов внутри Верхояно-Чукотской области, в каменноугольной части разреза в отдельных зонах, удаленных от

источников сноса, присутствуют глинисто-кремнистые отложения (фтаниты, радиоляриты). В нижнем триасе западной части Верхоянского мегантиклинория имеются отдельные покровы базальтов, силлы и дайки диабазов, а также покровы туфов, являющиеся "отголосками" траппового магматизма на Сибирской платформе. На Охотском массиве присутствуют туфы среднего и кислого состава верхнего карбона—нижней перми, а в Индигиро-Колымском синклинии — покровы ниже-среднеюрских оливиновых базальтов. Суммарные мощности верхоянской серии достигают 10–15 км. Мощность карбона и перми в Верхоянском мегантиклинории составляет 6–8 км, в Яно-Индигирском мегасинклинии — не более 4–5 км, а в Охотском массиве — 2–2,5 км. Мощность триаса—средней юры в Верхоянской зоне, напротив, вероятно, была незначительной (не более 1–2 км), а в Яно-Индигирской возрастает до 6–10 и даже до 10–12 км в Иньяли-Дебинском прогибе (за счет юрской части разреза). На Охотском массиве триас-юрские отложения развиты локально и маломощны.

В Новосибирско-Чукотской системе средний—верхний карбон отсутствует, а маломощные пермские терригенные отложения известны лишь на о-вах Котельном и Врангеля. В Анюйской и Чукотской зонах трансгрессивно залегающий триас и нижняя юра представлены морскими, существенно терригенными песчано-алеврито-глинистыми отложениями анюйской серии мощностью до 4–5 км. Подчиненное значение в разрезе имеют прослои и пачки кремнистых и туфогенно-кремнистых пород, а в нижнем триасе на о-вах Врангеля и Котельном присутствует маломощный терригенный триас (с базальтами в основании на о. Котельном).

На Колымо-Омолонском массиве (s.l.) верхний палеозой и нижний мезозой развиты не повсеместно и характеризуются неполными разрезами (в частности, выпадает нижний и средний триас) общей мощностью до 2–3 км. Терригенные отложения сочетаются с кремнистыми и карбонатными и существенно возрастает роль вулканических образований. На Алазейском поднятии средний и верхний карбон выражен чередованием песчано-глинистых пород с туфопесчаниками и туфами, а также покровами и силлами базальтов (до 1 км), пермь — маломощными песчано-глинистыми отложениями, верхний триас и юра — чередованием песчаников и конгломератов с андезитобазальтовыми туфами (до 2 км). Во внешней зоне Колымского массива наиболее мощные (до 1,5 км) верхнепалеозойские образования, представленные чередованием терригенных и карбонатных пород с мощными покровами базальтов, присутствуют на Приколымском поднятии.

На Омолонском массиве карбон, пермь, триас, лейас и доггер выражены чередованием терригенных отложений с кремнистыми и карбонатными, а в лейасе местами присутствуют лавы и туфы базальтов и трахибазальтов. В Олойской зоне распространены более мощные (до 4–5 км) терригенно-карбонатно-туфогенные образования того же возраста, а в ее северной части, в долине р. Большой Анюй, обнажается гипербазитовый массив, перекрываемый толщей диабазов, спилитов, кератофинов и их туфов, а также кремнистых и терригенных пород с прослоями известняков с фауной среднего и верхнего карбона, что позволяет говорить о присутствии позднепалеозойской (?) офиолитовой ассоциации.

Верхняя юра и нижний мел на большей части территории Верхояно-Чукотской области представляют орогенный комплекс, выраженный молассами и реже вулканидами, а в некоторых ее зонах выполняют прогибы позднегеосин-

клинального и рифтового типов. В Предверхоянском краевом прогибе песчано-глинистые угленосные и частично морские (на севере) отложения верхней юры (до 1 км) согласно сменяются песчано-алевритовыми угленосными, во внутренней зоне прогиба с прослоями конгломератов отложениями нижнего мела молассового типа (до 3–4 км). Их терригенный материал сносился с Сибирской платформы и Верхомянской складчатой системы. На среднем участке прогиба сохранились толщи рыхлых песчаников с прослоями конгломератов и каолиновых песков и глин верхнего мела (до 0,5–1 км). Верхнеюрские морские терригенные отложения флишoidalного и флишевого типов (до 3 км) завершают разрез Иньяли–Дебинского и Ольдзойского прогибов в самой внутренней зоне Верхомяно–Индигорской мнгогеосинклинальной системы.

К северо-востоку от Иньяли–Дебинского прогиба во внешней зоне Колымского массива в конце средней юры началось формирование наложенного рифтогенного Илинь–Тасского прогиба. Бат и келловей выражены в нем толщиной конгломератов с прослоями известняков (до 1 км), оксфорд–киммеридж — толщиной оливиновых базальтов, а также лав и пирокластолитов андезитового и липаритового состава (1–1,5 км), волжский ярус — мощной терригенной флишoidalной толщиной (до 5 км). Выше с размывом залегает песчанико-алевролитовая с мощными пластами углей лимническая серия нижнего мела (3–8 км), выполняющая Момо–Селенняхский и Зырянский межгорные прогибы. В центральной части Колымского массива, на Алазейском поднятии, верхняя юра выражена терригенными и туфогенными отложениями, а залегающие несогласно на разных горизонтах палеозоя и мезозоя континентальные образования верхов нижнего и верхнего мела — грубообломочной молассовой толщиной, перекрываемой мощной (до 1 км) толщиной наземных лав и пирокластолитов и субвулканическими телами трахиандезитобазальтового, дацитового и трахилипаритового состава; разрез завершают покровы трахибазальтов верхов верхнего мела.

Мощные наземно-вулканические толщи мелового возраста покрывают также значительную часть Охотского массива. Их большая нижняя часть (1–1,5 км), сложенная дацитами и трахилипаритами, относится к альбу—низам верхнего мела, а верхняя (андезитобазальты) — к верхам мела. Одновозрастные вулканиды слагают также субмеридиональную зону в Приомолонском прогибе. Меловые вулканические образования Охотского и Колымского массивов и Приомолонского прогиба коррелируются с наземными вулканидами Охотско–Чукотского пояса и по крайней мере частично представляют (или первоначально представляли) его “аппендиксы”.

Вдоль южного края Новосибирско–Чукотской системы в поздней юре в обстановке растяжения возник Южно–Анюйский наложенный прогиб. В нем накопилась толща спилитов, альбитизированных диабазов, кератофинов, их туфов, кремнистых и терригенных пород (до 1 км), местами прорванная протрузивными телами гипербазитов. Выше залегают терригенные, с прослоями основных и кислых вулканидов флишoidalные, олистостромовые и еще выше грубообломочные молассовые толщи неокломского возраста (свыше 2 км). Южнее, в Олойской зоне, распространены туфогенно–терригенные отложения верхней юры, перекрытые нижнемеловыми основными и кислыми вулканидами.

В средней части Новосибирско–Чукотской системы, в районе Чаунской губы, триасовые и нижнеюрские отложения несогласно перекрываются конгло-

мератами, песчаниками, а также туфами и потоками андезитов и липаритов верхней юры—неокома, выполняющими Раучуанскую наложенную впадину.

Кайнозойские континентальные отложения, несогласно залегающие на разных горизонтах докембрия, палеозоя и мезозоя, широко распространены на приморских равнинах между устьями Лены и Колымы. Бурением в Нижнеколымском прогибе вскрыты терригенные отложения палеогена и неогена мощностью более 0,5 км. В их разрезе выделяются кора выветривания и лимническая угленосная толща дания—палеоцена, глинистая толща верхнего эоцена, алевроито—песчаная толща олигоцена, лимническая угленосная толща нижнего миоцена и алевроито—песчано—гравийные отложения верхнего миоцена и плиоцена. Терригенные, с прослоями углей, палеогеновые и неогеновые отложения мощностью в несколько сотен метров покрывают восточную часть архипелага Новосибирских островов и шельфы арктических морей. В районе о-вов Де-Лонга распространены обширные покровы неогеновых базальтов. Повышенной мощностью отличаются кайнозойские отложения в северо—западной части Лаптевско—Момской рифтовой системы, на шельфе моря Лаптевых. В ее юго—восточной (континентальной) части, в Момо—Селенняхском и других грабенах, присутствуют лимнические отложения олигоцена—среднего миоцена, перекрытые грубообломочными аллювиально—пролювиальными отложениями верхнего миоцена, плиоцена и антропогена (несколько сотен метров).

В условиях сухого, резко континентального, с длительными холодными зимами климата в четвертичном периоде Верхояно—Чукотская область, за исключением долин крупных рек, стала зоной развития очень мощного (до 1 км и более) многолетнемерзлого слоя; четвертичное оледенение, напротив, покрывало лишь горные хребты (Верхоянский, Черского и др.) и нагорья. На приморских равнинах накапливались четвертичные аллювиальные, озерные, эоловые (на водоразделах) отложения; в их сложении большая роль принадлежит льду, присутствующему в виде цемента, ледяных прослоев и секущих слоистость ледяных клиньев.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Геологическую историю Верхояно—Чукотской области фрагментарно можно проследить начиная с архея и с большей полнотой — с рифея. Судя по характеру архейских пород в Охотском массиве, ее юго—западная часть принадлежала к единому с северо—восточной частью Сибирской платформы региону развития наиболее глубокометаморфизованных образований гранулитогнейсового типа, а в ее северо—восточной части, судя по выходам архея в Омолонском массиве, располагался регион серогнейсо—зеленокаменного типа. Первичные взаимоотношения этих регионов неясны, так как их разделяет обширная зона развития метаморфизованных нижнепротерозойских вулканогенных (базит—гипербазитового состава) и терригенных образований, приблизительно совпадающая с современным Колымским массивом. Очевидно, она представляла собой раннепротерозойскую протоэвгеосинклинальную область, по—видимому возникшую на меланократовом основании в результате деструкции и раздвига глыб архейского фундамента. Ее развитие в основном закончилось в конце раннего протерозоя деформациями сжатия, метаморфизмом амфиболитовой, эпидот—амфиболитовой или глаукофановой фаций (на Алазейском поднятии) и формированием небольших тел плагиогранитов и тонали-

тов. Однако региональная гранитизация в Колымской раннепротерозойской складчатой области не имела места, и сформированная в ней континентальная кора оказалась не вполне зрелой, что определило своеобразие последующего развития Колымского массива.

В позднем протерозое, раннем и среднем палеозое территория Верхояно-Колымской области по характеру тектонического развития была близка к Сибирской платформе, но отличалась большей подвижностью, дифференцированностью движений и ролью проявлений вулканизма. Эти отличия, слабые в рифее, постепенно усиливались на протяжении раннего и среднего палеозоя. Подобный режим позволяет квалифицировать Верхояно-Колымскую область для указанного времени в качестве подвижной платформы или метаплатформы. Насколько позволяют судить ограниченные выходы верхнепротерозойских отложений, в раннем и среднем рифее в ряде зон Верхояно-Колымской области, как и Сибирской платформы, происходило заложение (а местами возрождение) грабенообразных прогибов, близких к авлакогенам, но более глубоких и в конце концов превратившихся в миогеосинклинальные прогибы, завершившие свое развитие складчатостью в мезозое. Эти особенности дают основание называть рассматриваемые прогибы авлакогеосинклинальными.

Такие прогибы возникли и развивались в рифее, в частности, в юго-восточной части современного Верхоянского мегантиклинория (Юдомо-Майский прогиб) и в его северо-западной части и некоторых других зонах. Наряду с ними обширные территории Верхояно-Колымской области испытывали слабое малодифференцированное опускание (Охотский, некоторые участки Омолонского и Колымского массивов и др.), а некоторые другие районы — слабое или умеренное поднятие. Эпоха байкальской складчатости в Верхояно-Колымской области отразилась лишь в виде поднятий, перерывов и слабых несогласий в основании венда или нижнего палеозоя. В венде, раннем и начале среднего палеозоя опускание постепенно распространилось на всю Верхояно-Чукотскую область, на большей части которой накапливались мелководно-морские карбонатные и терригенно-карбонатные осадки. Относительно слабое погружение испытывали внутренние части срединных массивов (Охотско-Омолонского, Колымского). Наиболее глубокое погружение с накоплением мощных (до 8 км), частично флишевых отложений происходило в унаследованных от рифея авлакогеосинклинальных прогибах, в юго-восточной части будущего Верхоянского мегантиклинория (в Сетта-Дабане), западной и юго-западной частях внешней зоны Колымского массива. На некоторых участках авлакогеосинклинальных зон эпизодически происходили трахибазальтовые извержения (в венде—раннем кембрии в северо-западной части Верхоянской зоны, в ордовике и силуре в Аргатасской подзоне Момско-Тасхаятахской зоны).

После кратковременного и неповсеместно проявившегося поднятия в раннем—начале среднего девона в живетском веке возобновилось неравномерное погружение, наиболее интенсивное в тех же, что и в раннем палеозое, и, возможно, в некоторых других авлакогеосинклинальных прогибах. На ряде участков этих зон оно сопровождалось в живетском веке и позднем девоне растяжением и излиянием субщелочных базальтов (юго-восточный и северо-западный участки Верхоянской зоны, Ясачненский участок Момско-Тасхаятахской зоны), а в центральной части Колымского массива — базальтовыми извержениями в раннем карбоне.

Наиболее интенсивные извержения вулканитов основного, среднего и кислого состава, происходившие в девоне в юго-восточной части Верхояно-Чукотской области, некоторые исследователи связывают с существованием окраинно-континентального вулканического пояса, граничившего на юго-востоке с одним из звеньев Тихоокеанского периокеанического геосинклинального пояса. Однако если он и существовал, то был весьма латерально неоднородным. Так, в пределах Омолонского массива происходили наземные извержения существенно кислых лав, туфов и игнимбритов и внедрение комагматических им интрузивных тел, а севернее возник Олойский эвгеосинклинальный прогиб северо-западного простирания (апофиз Тихоокеанского подвижного пояса?), в котором в подводных условиях накапливались мощные толщи терригенных, кремнистых и вулканогенных пород, в значительной мере основного и среднего состава. По мнению некоторых исследователей, этот прогиб продолжался к западу до района Алазейского поднятия в центральной части Колымского массива.

В середине раннего карбона интенсивность погружения авлакогеосинклинальных прогибов возрастает, они расширяются и сливаются друг с другом, превращаясь в широкий и глубокий Верхояно-Индибирский миогеосинклинальный мегапрогиб, расщеплявшийся на юго-востоке на две ветви. В триасе аналогичный Новосибирско-Чукотский мегапрогиб возникает в северной части области. Смена существенно карбонатных морских осадков терригенными, которые в Верхояно-Индибирской миогеосинклинальной системе накапливались с визейского века, вплоть до средней или даже до поздней юры, а в Новосибирско-Чукотской — с триаса, была обусловлена влиянием нескольких факторов: во-первых, усилением поднятия восточной части Сибирской и, вероятно, Гиперборейской платформ, служивших для этих миогеосинклиналей основными источниками терригенного материала, и, во-вторых, тем, что к началу позднего палеозоя северный полюс Земли переместился из области Тихого океана в северо-восточную часть Азии, в связи с чем Верхояно-Чукотская область перешла из тропической зоны в зону умеренного, а временами холодного климата Северного полушария, что привело к почти полному прекращению карбонатной седиментации. Вулканические образования играют в заполнении миогеосинклинальных прогибов незначительную эпизодическую роль, в основном являясь отголосками раннетриасового траппового магматизма на Сибирской платформе.

Наряду с миогеосинклинальными прогибами в позднем палеозое продолжал развиваться Олойский эвгеосинклинальный прогиб. В его северной части в начале позднего палеозоя возникла зона с корой океанического типа, в которой на габбро-перидотитовом основании накопился средне-позднекаменноугольный комплекс основных лав, кремнистых и терригенных пород.

Разделявшие геосинклинальные прогибы срединные массивы испытывали в позднем палеозое и раннем мезозое воздымание, либо подвергались умеренному погружению, покрываясь чехлом вулканогенно-терригенных (Охотский, внутренняя часть Колымского) или карбонатно-терригенных (Омолонский) образований.

На первой стадии позднепалеозойско-мезозойского собственно геосинклинального этапа, в карбоне и перми, наиболее интенсивное погружение испытывали юго-западная часть Верхояно-Индибирского геосинклинального мегапрогиба, отвечающая современным Верхоянскому мегантиклинорию и

Южно-Верхоянскому синклинирию. В триасе опускание в этой зоне ослабевает, а в юре начинает вырисовываться Верхоянское геосинклинальное поднятие. В триасе ось наибольшего погружения смещается к северо-востоку — в сторону современных Яно-Индибирского и Индибир-Колымского мегасинклинириев, а в юре — в Иньяли-Дебинский прогиб, непосредственно приближаясь к краю Колымского массива. После первой фазы сжатия в средней юре, резко проявившейся в Олойском эвгеосинклинальном прогибе и Новосибирско-Чукотской миогеосинклинальной системе и более слабо — в Верхояно-Индибирской, в конце средней — начале поздней юры вновь усиливается горизонтальное растяжение, приводящее к возникновению двух протяженных рифтоподобных прогибов (по другому мнению — поздних эвгеосинклинальных прогибов с укороченным развитием) запад-северо-западного простирания — Илин-Тасского (в юго-западной периферической зоне Колымского массива) и Южно-Анюйского (на границе Олойской зоны и Новосибирско-Чукотской системы). В поздней юре в них происходили интенсивные извержения основных и кислых вулканитов, а затем накапливались флишоидные, олистостромовые и молассовые толщи.

В раннем мелу Верхояно-Колымская область испытывала постепенно нарастающие деформации горизонтального сжатия, приведшие в итоге к формированию ее современной складчатой структуры и последовательно подвергалась интрузиям магмы диоритового, гранодиоритового, гранитного и, наконец, лейкогранитного состава. Становление наиболее ранних диоритовых интрузий началось еще в поздней юре, наиболее крупные батолиты гранитоидов и гранитов формировались в раннем мелу, а становление массивов лейкокатовых гранитов продолжалось в позднемеловое время. Большинство этих тел внедрилось вдоль юго-западного и северо-западного краев Колымского массива, в Южно-Верхоянской, Олойской, Анюйской и Чукотской зонах, на Охотском, Омолонском и Северо-Чукотском массивах.

В ходе орогенного этапа в конце юры и раннем мелу возник Верхоянский мегантиклинорий, подвергшийся поднятию и размыву и надвинутый на прилегающий к нему с юго-запада Предверхоянский краевой прогиб и восточную часть Алданской моноклизы. К северо-востоку от него был сформирован полугоскладчатый Яно-Индибирский мегасинклиниорий, осложненный на северо-восточном фланге глубоким и сильно сжатым Иньяли-Дебинским синклинирием. В переработанной палеозойскими и мезозойскими деформациями краевой зоне Колымского массива образовалась система горст-антиклинальных поднятий. Илин-Тасский рифтоподобный прогиб в результате возникновения в его осевой зоне инверсионного поднятия распался на два внутренних прогиба — Момо-Селенняхский и Зырянский, в которых до середины мела накапливались мощные угленосные молассы.

Южно-Анюйский рифтоподобный прогиб в результате сильного сжатия во второй половине раннего мела превратился в надвинутую на юг складчато-чешуйчатую зону. В пределах отмершей Новосибирско-Чукотской миогеосинклинальной системы оформились складчато-глыбовые структуры Анюйского и Чукотского мегантиклинориев, а в разделяющей их Чаунской синклинирной зоне образовалась плоская Раучанская внутренняя впадина, выполненная позднеюрскими и раннемеловыми молассами. В конце раннемеловой и начале позднемеловой эпохи во внутренней части Колымского и на Охотском массиве, в Олойской и Омсукчанской зонах происходили мощные наземные извержения

кислых и основных вулканитов, синхронные с извержениями в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. В течение позднего мела тектоническая и термаль-ная активность постепенно ослабевала, территория Верхояно-Чукотской области подвергалась денудации и к началу палеогена была пенепленизирована и частично затронута процессами выветривания.

В палеогене и неогене в северной части области в пределах шельфа арктических морей и Яно-Колымской низменности происходило накопление относительно маломощных континентальных, терригенных, частично лимнических угленосных осадков, а большая южная часть оставалась относительно приподнятой. С олигоцена-миоцена Верхояно-Чукотская область начинает подвергаться тектонической (и отчасти магматической) активизации, представлявшей сочетание двух взаимосвязанных процессов. Юго-западная, южная и восточная ее части были охвачены дейтероорогенезом, и в них возникли сводово-глыбовые поднятия, в основном унаследованные от позднекиммерийских антиклинорий и выраженные рядом крупных горных хребтов. В северо-западной и центральной частях области, в пределах шельфа моря Лаптевых, Янской низменности, западной части Полоусного и Тас-Хаяхтахского хребтов, Момо-Селенняхской депрессии и некоторых других районов возник ряд грабенов Лаптевско-Момской континентальной рифтовой системы, лежащей на юго-восточном продолжении внутриокеанического рифтового хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Верхояно-Чукотская область относится к числу важных рудных провинций СССР. Ведущее место в ней принадлежит золоту, олову и вольфраму, формирование коренных месторождений которых было связано с орогенным этапом позднекиммерийского цикла. Весьма протяженный Яно-Колымский золотоносный пояс простирается вдоль зоны сочленения Верхояно-Инди-гирской складчатой системы и Колымского массива. Золото-кварцевая формация (в виде жил и штокверков) в терригенных породах Верхоянского комплекса парагенетически связана с позднеюрскими малыми интрузиями диоритов и альбитофиров, предшествовавшими становлению батолитов гранитоидов. В ходе последующей денудации, разрушения коренных месторождений значительная часть золота была сконцентрирована в континентальных, главным образом аллювиальных, отложениях — верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных, из которых оно и добывается с середины 30-х годов в многочисленных россыпных месторождениях. К другим золотоносным поясам того же возраста относятся Анойско-Чаунский, приобретший важное значение в последние десятилетия, Охотский (в одноименном массиве), Аллах-Юньский (в южном Верхоянье) и др. В ассоциации с золотом встречаются месторождения молибдена, мышьяка, сурьмы.

Оловянные и олово-вольфрамовые месторождения, также приуроченные к северо-восточной части Верхояно-Инди-гирской и Анойско-Чукотской складчатым системам, принадлежат к нескольким генетическим типам — пегматитовому, скарновому, гидротермально-пневматолитовому и главным образом гидротермальному (Депутатское и другие месторождения). В более западных частях Верхояно-Инди-гирской системы размещены олово-полиме-



таллические и полиметаллические месторождения, связанные с ранне- и поздне меловыми гранитоидами.

С континентальными нижнемеловыми молассовыми толщами связаны месторождения лимнических углей в Предверхоянском краевом прогибе (Ленский бассейн) и ряде межгорных впадин. В Предверхоянском прогибе эксплуатируется Сангарское бурогольное месторождение. Крупнейший Зырянский угольный бассейн с многочисленными мощными пластами каменных и бурых углей и более мелкий Момо-Селенняхский бассейн приурочены к одноименным межгорным впадинам во внутренней зоне Колымского массива. Залежи бурых углей имеются и в кайнозойских отложениях Яно-Колымской низменности.

#### **ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС**

Охотско-Чукотский вулканический (вулканоплутонический) пояс, протягивающийся в северо-восточном направлении вдоль северо-западного побережья Охотского моря, через Анадырское плоскогорье до южного побережья Чукотского полуострова, представляет один из наиболее грандиозных краевых вулканических поясов, приуроченных к границам разновозрастных складчатых областей или систем. Длина его превышает 3200 км, ширина составляет 100-300 км, а площадь достигает 500 тыс км<sup>2</sup>. Он был впервые выделен и описан под названием Охотского пояса Е.К.Устиевым (1959), а впоследствии изучался И.М.Сперанской, В.Ф.Белым, которому принадлежат наиболее детальные исследования его строения и магматизма, В.В.Ярмолюком, Е.Л.Лебедевым, уточнившим по остаткам флоры возраст слагающих его образований, и Н.И.Филатовой, предложившей новую геодинамическую интерпретацию его развития. В 1961 г. А.А.Богданов отнес Охотско-Чукотский пояс, наряду с Казахстанским, к вновь выделенному типу тектонических зон — краевым вулканическим поясам. Охотско-Чукотский пояс в целом приурочен к крупнейшему тектоническому шву, отделяющему Верхояно-Чукотскую поздне-киммерийскую складчатую область и Алдано-Становой щит Сибирской платформы от поздне мезозойских складчатых систем северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Складчатые зоны Верхояно-Колымской области подходят к Охотско-Чукотскому поясу под различными (до прямых) углами и несогласно перекрываются слагающим его меловым (главным образом альб-сеноманским) вулканическим комплексом, а складчатые зоны Тихоокеанского пояса простираются параллельно ему, включают образования, разновозрастные с этим комплексом, но завершают свое тектоническое развитие после главной фазы формирования вулканического пояса (см. рис. 33 и 37).

В рельефе этот пояс выражен рядом среднегорных (до 1,5-2 км) хребтов Джугджур, Гыдан, Польшский и другими, более низким (до 1 км) Анадырским плоскогорьем и восточной низкогорной частью Анадырского хребта. С ним совпадает водораздел между короткими реками, впадающими в Охотское и Берингово моря, и более крупными реками бассейна Северного Ледовитого океана (Мая, Индигирка, Колыма, Омолон, Бол. и Мал. Анной и др.). Юго-восточная часть пояса скрыта под дном Охотского моря и Анадырского залива Берингова моря.

В структурном плане Охотско-Чукотского пояса В.Ф.Белый выделяет внешнюю (северо-западную) и внутреннюю (юго-восточную) зоны, разделен-

ные погребенным глубоким швом (рис. 36). Внутренняя зона в пределах суши четко прослеживается на среднем поперечном отрезке от средней части Охотского побережья до Анадырского нагорья, а внешняя — на всем его протяжении. Юго-западное и северо-восточное окончания внешней зоны В.Ф.Белый называет “фланговыми зонами”. Значительные участки внешней зоны налегают на срединные массивы Верхояно-Чукотской области — Охотский, гипотетический глубоко погруженный Балыгырчанский (на южном продолжении Колымского массива), Омолонский, а также на Анадырский массив, почти полностью погребенный под северо-восточным флангом пояса, а его юго-восточное окончание наложено на восточный край Алдано-Станового щита.

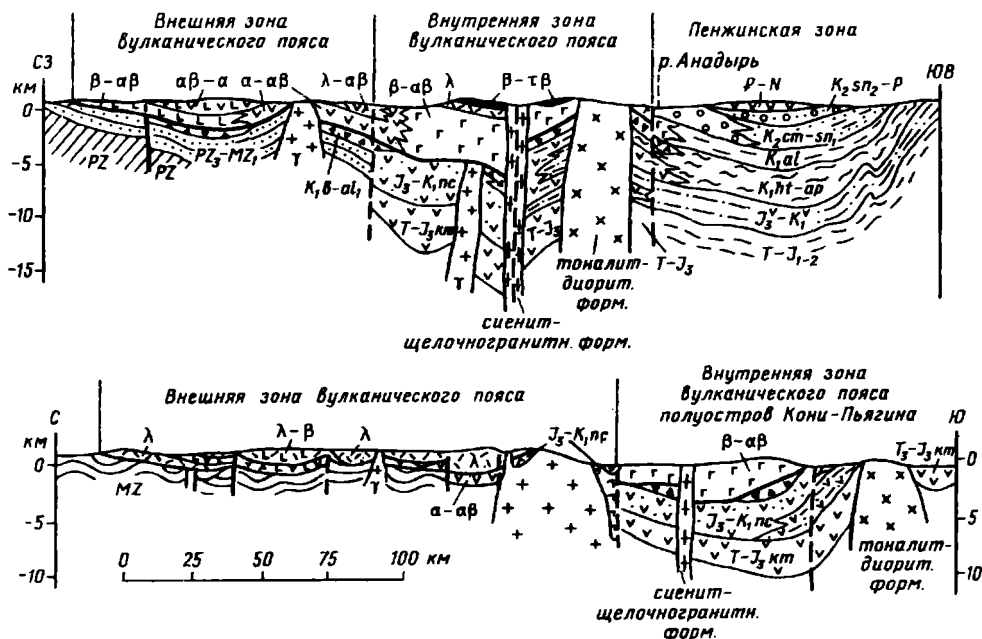


Рис. 36. Схематические разрезы через северную и среднюю части Охотско-Чукотского вулканического пояса (по В.Ф.Белому, 1978, с упрощениями)

Между жесткими блоками под внешнюю зону под резкими углами к простиранию пояса уходят южное окончание Южно-Верхоянского синклинория, Индигиро-Колымский мегасинклинорий, Приомолонский синклинорий, Олойский прогиб, Южно-Ануйский синклинорий, Ануйский мегантиклинорий, Чаунский синклинорий и Чукотский антиклинорий Верхояно-Чукотской области. Под внутренней зоной расположены вытянутые вдоль ее простирания прогибы, принадлежащие к Кони-Тайгоносской эвгеосинклинальной складчатой системе Тихоокеанского подвижного пояса, выполненные терригенно-вулканогенными толщами пермского, триасового, юрского и неокомского возраста. С юго-востока к обнаженным участкам вулканического пояса примыкают Тайгоносский срединный массив и некоторые складчатые зоны той же позднемезозойской складчатой системы — Кони-Пьягина, Тайгоноская и Пенжинская. Фундамент Охотско-Чукотского вулканического пояса разбит многочисленными различно ориентированными субвертикальными разломами, проникаю-

щими до глубоких зон коры и верхней мантии, которые служили магмовыводящими каналами в период его формирования.

Кора вулканического пояса, судя по данным профиля ГСЗ, пересекающего его в районе Магадана, имеет континентальный характер, а ее мощность уменьшается вкрест простираения пояса к юго-востоку от 40 до 35–30 км. Поднимаются к юго-востоку границы внутри коры. Геомагнитное поле внешней зоны пояса сходно с полем смежных районов Верхояно-Колымской области и имеет пятнисто-мозаичный (над погребенными срединными массивами) или поперечный к ее простираению полосовидный рисунок (над продолжением Олойской и Южно-Анжуйской зон). Во внутренней зоне пояса, как и на смежных участках Кони-Тайгоносской складчатой системы (в том числе в пределах северо-западной части Охотского моря), прослеживаются параллельные к ее простираению линейные максимумы. Резкие различия в рисунке геомагнитного поля внешней и внутренней зон пояса, в основном отражающем влияние глубинных неоднородностей в их фундаменте, очевидно, указывают на древность заложения разделяющего их тектонического шва. Вулканический пояс сложен наземными вулканическими образованиями мелового возраста, пронизанными многочисленными крупными и мелкими телами меловых гранитоидов.

Согласно В.Ф. Белому, формирование подавляющей части вулканического комплекса происходило от середины альба до середины сеномана. Новейшие палеоботанические и радиоизотопные данные показывают, однако, что на некоторых участках извержения начались раньше — в апте и даже в неокме — и продолжались местами до турона, сенона или палеогена. Общая мощность вулканических образований во внешней зоне пояса достигает 3–3,5 км (в среднем 1,5–2 км), во внутренней — 7 км (в среднем 4–5 км), а их суммарный объем составляет около 1,1 млн км<sup>3</sup>. Наземные вулканы столь большой мощности и объема могли накопиться лишь в условиях почти полной компенсации извержений проседанием терригенного пояса. Разрезы вулканического комплекса и типы слагающих его вулканических формаций существенно различаются во внешней и внутренней зонах пояса и в разных их сегментах.

Во внешней зоне вулканические образования несогласно залегают на разновозрастных образованиях — от докембрия до верхней юры — и в основном представлены породами среднего и кислого состава. Согласно В.Ф. Белому, их разрезы начинаются с андезитовых формаций, представленных лавами и пирокластолитами (в разных отношениях) амфиболовых и пироксеновых, а также дупироксеновых (авгит-гиперстеновых) андезитов и андезитобазальтов. Лишь в Анадырском сегменте андезиты подстилаются покровами высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов, а в Центральночукотском — толщей липарит-андезитодацитовых игнимбритов. Выше — в южной, средней, а также самой северо-восточной частях зоны (на Восточно-Чукотском “фланге”), — залегают мощные формации липарит-дацитовых и липаритовых игнимбритов, туфов, лав и экструзивных образований, а в северной части пояса — контрастные формации, состоящие из чередования липаритовых игнимбритов с лавами и туфами андезитобазальтового состава.

Верхние горизонты разреза в южной и средней частях зоны и на Восточно-Чукотском фланге слагают андезитовая, а также контрастные липарит (трахилипарит)-базальтовые формации, латерально замещающиеся формациями липарит-трахитовых и липаритовых игнимбритов. Во внутренней зоне, где наземный вулканический комплекс Охотско-Чукотского пояса ложится без

углового несогласия на верхнеюрские и нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования Кони-Тайгоносско-Пенжинской складчатой системы, проведение его нижней границы становится условным, особенно в тех случаях, когда последние выражены в континентальных фациях.

Согласно В.Ф.Белому, вулканический комплекс в южной и средней частях внутренней зоны целиком, а в северной ее части — в своих нижних горизонтах выражен пирокластолитами и лавами высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов при резко подчиненной роли андезитов, дацитов и липаритов. В северной части зоны средние горизонты разреза, относимые некоторыми исследователями к туруну, сложены андезитами, а в Центральночукотском сегменте — также липарит-андезитовыми игнимбритами. Разрез северной части зоны завершают толщи липаритовых игнимбритов и покровы оливиновых базальтов и трахибазальтов, относимые В.Ф.Белым к сеноману, а другими исследователями — к сенону и палеогену.

В целом во внешней зоне преобладают вулканиды среднего (андезиты с подчиненными андезитобазальтами) и кислого (липарито-дацитовые игнимбриты) состава, и только в верхах появляются контрастные трахилипарит-базальтовые формации; во внутренней зоне, напротив, доминируют основные вулканиды (базальты и андезитобазальты), а в верхах появляются липаритовые игнимбриты, субщелочные базальты, трахибазальты. Преобладание кислых и средних вулканидов во внешней зоне, по-видимому, связано с наличием мощной континентальной коры, в которой в эпоху формирования пояса существовали анатектические магматические очаги, тогда как во внутренней зоне с более тонкой, растянутой и проницаемой корой большая часть магмы поднималась из мантийных очагов. В обеих зонах в верхах разреза несколько повышается щелочность вулканических образований. Среди вулканических формаций пояса андезитовые составляют 37%, базальтовые — 32, кислые игнимбритовые — 26 и контрастные — менее 5%.

С вулканическими образованиями тесно связаны интрузивные массивы существенно кислого состава типа батолитов и штоков, занимающие в современном срезе до 20% площади пояса. Во внешней зоне (кроме Центральночукотского сегмента) распространены интрузивы гранодиорит-гранитной формации (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и лейкократовые граниты), а во внутренней — тоналит-диоритовой (габбро, габбро-диориты, диориты, тоналиты, плагиограниты). Обе формации относятся к охотскому интрузивному комплексу, во времени близкому к прорываемым им вулканидам и, очевидно, должны датироваться концом альба (?) и началом или первой половиной позднего мела. Гранодиорит-гранитная формация комагматична с кислыми игнимбритовыми формациями, а тоналит-диоритовая, по-видимому, является продуктом дифференциации и контаминации глубинной базальтовой магмы. В обеих зонах присутствуют также несколько более молодые субщелочные тела сиенито-диорит-щелочногранитной формации.

Структура вулканического комплекса характеризуется в целом его положением, нередко субгоризонтальным залеганием, осложненным густой сеткой разломов, превращающих поля его распространения в сложную мозаику грабенов, горстов и наклонных блоков. Почти повсеместно вырисовываются различных размеров отрицательные и отчасти положительные вулканотектонические структуры, как изометричные, доминирующие во внешней зоне, так и брахиморфные и линейные, характерные для внутренней зоны пояса. Наряду с об-

ширными вулканотектоническими депрессиями (до 50–100 км в поперечнике) широко развиты более мелкие (10–30 км) округлые впадины — кальдеры, формирование которых было обусловлено обрушением центральных вулканических построек при опорожнении внутрикоровых очагов кислой магмы. С образованием ряда вулканотектонических структур было связано становление гранитоидных массивов.

Возникновение и формирование Охотско–Чукотского вулканического пояса были обусловлены интенсивным разогревом верхних горизонтов мантии и коры и возникновением в этих глубинных зонах магматических очагов в полосе сочленения Тихоокеанского подвижного пояса и Верхояно–Чукотской области на завершающей стадии протоорогенного этапа ее развития. Главным каналом для подъема тепла и летучих явился разделяющий эти области глубинный шов, а также зоны глубоких разломов, отходящие от него в глубь территории Верхояно–Колымской области. Эта ситуация во многом повторяет в более крупном масштабе обстановку возникновения в девоне краевого вулканического пояса между областью каледонской складчатости и герцинской Джунгаро–Балхашской геосинклинальной областью в Центральном Казахстане. По мнению ряда исследователей, Охотско–Чукотский вулканический пояс возник на активной континентальной окраине андийского типа над гипотетической, наклоненной на северо–запад палеозоной Беньофа и может сравниваться с поздне меловым — палеогеновым вулканоплутоническим Арауканским поясом в Центральных Андах. Некоторые авторы допускают, что близкая тектоническая обстановка на восточной окраине Азиатского континента имела место в девоне, когда на Охотском, Омолонском массивах и в Олойской зоне происходили извержения, связываемые с существованием (также над палеозоной Беньофа) Охотско–Омолонского вулканического пояса.

После прекращения своего активного развития в палеогене и миоцене территория Охотско–Чукотского пояса находилась в состоянии относительного тектонического покоя и подвергалась денудации, уничтожившей часть слагающих его магматических образований. В плиоцене–антропогене большая часть пояса испытала тектоническую активизацию, выразившуюся в глыбовых поднятиях умеренной (1–2 км) амплитуды, а его юго–восточный фланг подвергся обрушению, был частично погребен под континентальными отложениями, выполняющими ряд грабенообразных впадин в районе Магадана, и скрыт под новейшими осадками Тауйской, Гижигинской и Пенжинской губ и других участков прибрежной зоны Охотского моря.

Полезные ископаемые. В Охотско–Чукотском вулканическом поясе известны разнообразные эндогенные рудные месторождения и проявления. Серебряная и золото–селенидо–серебряная минерализации связаны в основном с кислыми вулканитами внешней зоны, а золотая и золото–серебряно–теллуридная — с основными вулканитами. С меловыми эффузивами ассоциируют также ртуть, сурьма, медь, олово, флюорит, самородная сера, с гранитоидами охотского комплекса — месторождения молибдена, вольфрама, свинца, цинка и пр.

**СЕВЕРО—ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

---

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РАЙОНИРОВАНИЕ**

Дальневосточные районы СССР — территории Приамурья и Приморья, Корякского нагорья и Камчатки, о-ва Сахалин, Курильские и Командорские — вместе с ложем омывающих их Японского, Охотского, Берингова морей, Курило—Камчатским и Алеутским глубоководными желобами в тектоническом отношении принадлежат к северо—западной части наиболее протяженного и сложно построенного подвижного пояса Земли — Тихоокеанского. В отличие от Урало—Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов, целиком или на большей части своего протяжения с обеих сторон ограниченных областями с древней континентальной корой — древними платформами и метаплатформенными областями, — Тихоокеанский кольцеобразный подвижный пояс повсеместно является окраинно—континентальным. Он отделяет окаймляющие его со всех сторон древние платформы — Сибирскую, Китайскую, Австралийскую, Антарктическую, Южно— и Северо—Американскую и разделяющие их складчатые и современные геосинклинальные области от расположенной внутри него самой обширной области Земли с корой океанического типа — ложа Тихого океана.

Если в Урало—Монгольском поясе геосинклинальный мегаэтап повсеместно завершился в палеозое и частично в мезозое, а в Средиземноморском закончился в палеозое или мезозое либо находится на завершающей стадии, то в Тихоокеанском поясе и прежде всего в его западной половине геосинклинальный процесс еще продолжается и находится на разных стадиях, хотя отдельные его области и зоны в палеозое или мезозое закончили геосинклинальное развитие и вступили в постгеосинклинальный мегаэтап своей тектонической эволюции. В отличие от подвижных поясов, тяготеющих к Атлантическому океану (Северо—Атлантический, западные части Урало—Монгольского и Средиземноморского), где отчетливо выражены каледонский, герцинский и альпийский “циклы”, в северной половине Тихоокеанского пояса проявились “циклы”, завершившиеся в начале раннего палеозоя (салаирский), во второй половине или конце мезозоя, и еще не заверченный кайнозойский “цикл”. Эту асинхронность геотектонического развития Н.С.Шатский считал одним из главных отличий в эволюции Атлантического и Тихоокеанского полушарий Земли. Однако надо отметить, что в южной половине Тихоокеанского пояса — в Австралии и Южной Америке — каледонский и герцинский “циклы” проявляются не менее отчетливо, чем в Западной Евразии.

В ряде областей Тихоокеанского пояса мы наблюдаем широкое развитие позднедокембрийских, палеозойских, мезозойских, а местами и кайнозойских офиолитовых ассоциаций, нередко испытавших тектонические деформации и горизонтальные перемещения. Их значительное распространение в этом поясе

связано с тем, что в его пределах значительно большую роль, чем в интраконтинентальных подвижных поясах, в качестве фундамента, на котором закладывались и развивались геосинклинальные прогибы, играли зоны с корой океанического типа (талассогеосинклинали), первоначально принадлежавшие окраине Тихого океана. Развитию Тихоокеанского пояса в позднем мезозое и кайнозое свойственны грандиозные проявления вулканизма и гранитоидного плутонизма, приуроченные к ряду протяженных вулканоплутонических поясов, а также к современным вулканоактивным островным дугам.

Для мезозойской эндогенной металлогении этого пояса характерны многочисленные, в том числе крупнейшие, месторождения золота и олова (как было отмечено выше, они свойственны и Верхояно-Чукотской складчатой области, являвшейся его ответвлением), а для кайнозойской — месторождения меди. С положением Тихоокеанского пояса между континентами и океаном связана асимметрия его внутреннего строения. В западной части пояса, к востоку от древних платформ Евразии, мы наблюдаем с некоторыми вариациями такую последовательность тектонических зон: палеозойские или мезозойские складчатые области, котловины окраинных морей (частично глубоководные), кайнозойские складчатые сооружения или современные вулканические и невулканические островные дуги, глубоководные желоба с примыкающими к ним окраинно-океаническими валами и, наконец, ложе Тихого океана. От внутреннего склона глубоководных желобов до глубин 500–650 км в сторону континента Азии погружаются наклоненные под разными углами сейсмофокальные зоны, или зоны Вадати—Заварицкого—Беньофа.

Рассматриваемая часть Тихоокеанского пояса граничит на северо-западе с Верхояно-Чукотской позднекеммерийской складчатой областью, в основном обладающей древним сialическим фундаментом, сходным с фундаментом Сибирской платформы, а на небольшом участке в районе хр. Джугджур — с ее Алдано-Становым щитом (рис. 37). Эта граница проходит по глубинному шву, скрытому под меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканического пояса. В районе Удской губы Охотского моря мы наблюдаем непосредственное сочленение самого восточного Амуро-Охотского сегмента Урало-Монгольского пояса с Тихоокеанским. Далее к югу последний граничит с Буреинским и Ханкайским массивами Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области, а еще южнее, в районе западного побережья Японского моря, — с древней Китайско-Корейской платформой.

В северо-западной части Тихоокеанского пояса выделяются следующие основные тектонические элементы. Непосредственно к юго-востоку от Охотско-Чукотского глубинного шва параллельно ему простирается позднемезозойская (среднемеловая) Кони-Тайгоноская геосинклинальная складчатая система с небольшим Тайгоносским массивом внутри ее. Ее юго-западная часть, скрытая под прибрежной зоной Охотского моря, возможно, смыкается с Удской ветвью восточного окончания Урало-Монгольского складчатого пояса или с примыкающей с востока к Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области Сихотэ-Алинской позднемезозойской складчатой системой, формирование которой завершилось в предсенонское время. На ее восточный фланг в сеноне был наложен несколько косо к ее простиранию Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, развитие которого продолжалось в палеогене и миоцене. К северной части Кони-Тайгоносской системы с востока примыкает Корякская складчато-покровная система, по-видимому, в основном заложен-

ная в раннем палеозое на коре океанического типа, которая закончила геосинклинальное развитие в конце мела — начале палеогена.

К востоку от Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса располагается расширяющийся и углубляющийся к югу Татарский прогиб на утоненной континентальной коре, выполненный кайнозойскими отложениями. С востока к нему примыкает кайнозойское складчатое сооружение о. Сахалин, сформированное в итоге развития одноименной геосинклинальной системы, продолжающейся к югу в район о. Хоккайдо и постепенно вырождающейся и затухающей к северу от Сахалина. К востоку от Сахалинской и к югу от Кони-Тайгоносской складчатой системы расположен обширный гипотетический срединный Охотоморский массив, занимающий большую центральную часть Охотского моря. Его основание почти повсеместно перекрыто кайнозойскими отложениями, из-под которых местами выступают вулканы и гранитоиды мелового возраста.

Кайнозойское складчатое сооружение Камчатки возникло на месте эвгеосинклинали, развитие которой может быть прослежено с позднемелового времени. Его северо-восточным продолжением является Олюторская зона, примыкающая на северо-западе к Корьякской складчато-покровной системе.

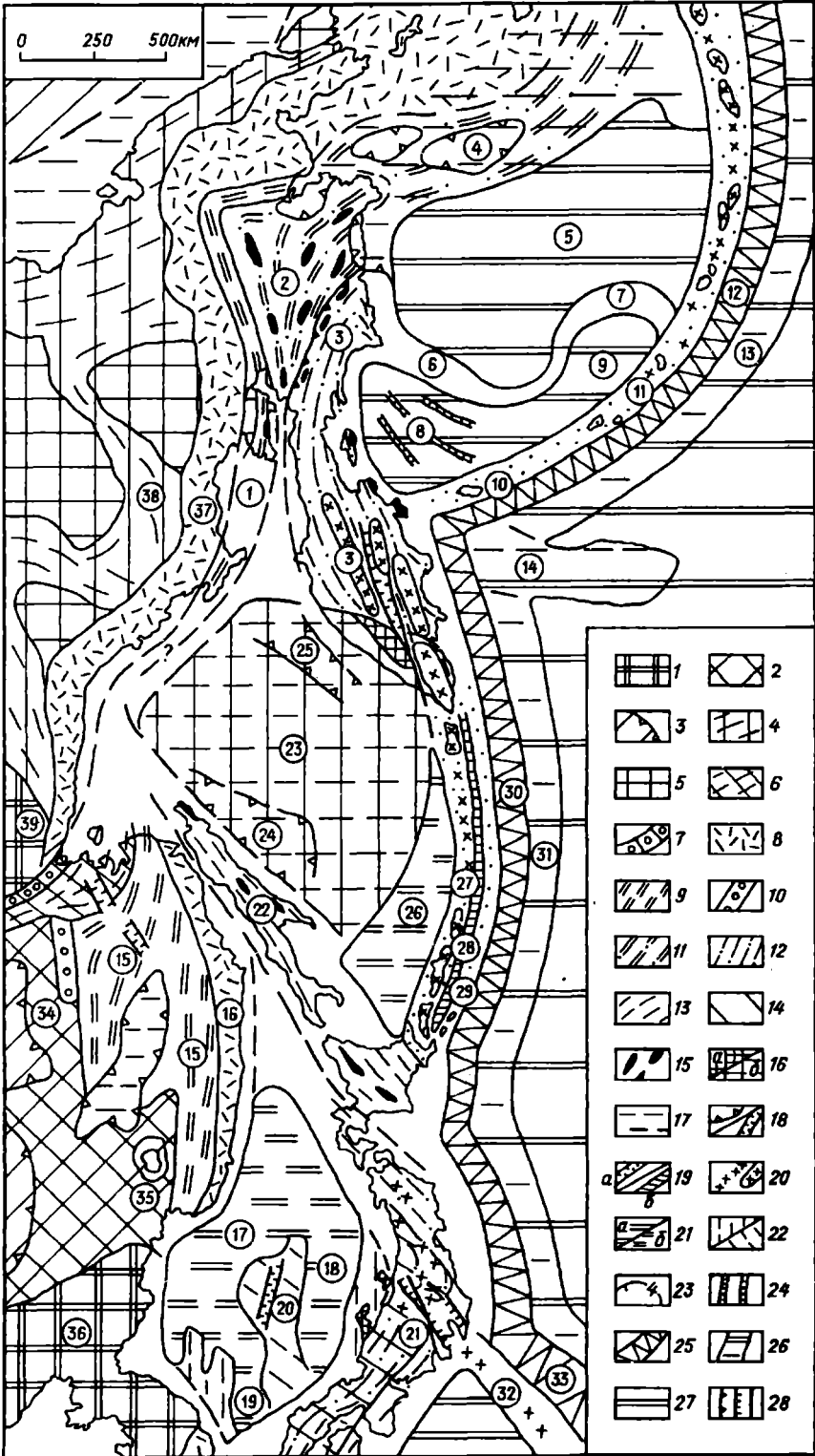
---

Рис. 37. Схема тектонического строения северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса:

1 — шты древних платформ; 2 — выступы складчатого основания метаплатформенных областей; 3 — ич чехол; 4 — складчатые системы Верхояно-Чукотской позднекеммерийской области; 5 — срединные массивы в этой области; 6 — Приохотский сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса; 7 — его краевой прогиб; 8 — позднемезозойские вулканические пояса; 9-25 — Тихоокеанский подвижный пояс; 9 — складчатые системы, геосинклинальное развитие которых завершилось в начале позднего мела; 10 — их краевые прогибы; 11 — покровно-складчатые системы, геосинклинальное развитие которых завершилось в конце мела—раннем палеогене; 12 — то же в миоцене; 13 — то же в плиоцене; 14 — мезозойские (позднекеммерийские) складчатые системы, регенерированные в кайнозое; 15 — выходы пород офиолитовой ассоциации; 16 — выступы докембрийского фундамента срединных массивов (а) и их опущенные участки, покрытые чехлом (б); 17 — покрытые чехлом участки мезозойских и раннекайнозойских складчатых систем; 18 — впадины и грабены, наложенные на складчатый фундамент; 19 — современные геоантиклиналы (островные дуги), междуговые прогибы в двойных дугах; 20 — четвертичные вулканы в островных дугах и складчатых системах; 21 — глубоководные впадины морей с субокеанической корой (а) и с подвергшейся частичной деструкции утоненной континентальной корой (б); 22 — фрагменты докембрийского и палеозойско-раннемезозойского фундамента во впадинах окраинных морей; 23 — мощность осадочной толщи во впадинах окраинных морей; 24 — гряды (древние зоны спрединга?) во впадинах окраинных морей; 25 — глубоководные желоба; 26 — краевые валы и поднятие Обручева; 27 — глубоководные котловины; 28 — разломы взбросо-надвигового, сбросового типа и без подразделения.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Кони-Тайгоноская складчатая система; 2 — складчато-покровная система Корьякского нагорья; 3 — Олюторско-Камчатская складчатая система; 4 — Наваринская впадина; 5 — Алеутская глубоководная впадина; 6-7 — островная дуга Ширишова—Бауэрс; 8 — Командорская глубоководная впадина; 9 — впадина Бауэрс; 10-11 — Командоро-Алеутская островная дуга; 12 — Алеутский желоб; 13 — Алеутский краевой вал; 14 — поднятие Обручева; 15 — Сихотэ-Алинская складчатая область; 16 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 17 — Центральная Япономорская впадина; 18 — впадина Хонсю; 19 — Цусимская впадина; 20 — поднятие Ямато; 21 — складчатое сооружение Хонсю; 22 — Сахалинское складчатое сооружение; 23 — Охотоморский массив; 24 — впадина Дерюгина; 25 — впадина Тинро; 26 — Южно-Охотская (Курильская) глубоководная впадина; 27 — Большекурильская островная дуга; 28 — междуговой прогиб Витязя; 29 — Малокурильская островная дуга; 30 — Курило-Камчатский желоб; 31 — вал Зенкевича; 32 — островная дуга Идау-Бонин; 33 — желоб Идау-Бонин; 34 — Буреинский метаплатформенный массив; 35 — Ханкайский метаплатформенный массив; 36 — Китайско-Корейская платформа; 37 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 38 — Верхояно-Чукотская складчатая область; 39 — Алдано-Становой щит





На позднекайнозойском орогенном этапе в центральной и восточной зонах Камчатского сооружения возникло несколько вулканических поясов. Восточный из них продолжается к югу в виде Курильской островной дуги, достигающей на юго-западе кайнозойского складчатого сооружения Хоккайдо. С северо-запада к этой дуге примыкает Южно-Охотская (Курильская) глубоководная впадина, а с юго-востока к ней и к южной части Камчатки — Курило-Камчатский глубоководный желоб. С востока он ограничен окраинно-океаническим валом Зеңкевича, представляющим самую западную зону ложа Тихого океана.

К сооружениям Корьякского нагорья и северной части Камчатки с востока прилегает глубоководная впадина Берингова моря с субкеанической корой, отделенная от ложа Тихого океана Алеутско-Командорской островной дугой и Алеутским глубоководным желобом. К востоку от южной части Сихотэ-Алинской системы и Корейского щита Китайско-Корейской платформы располагается глубоководная впадина Японского моря, возникшая на месте подвергшегося сильной деструкции массива с континентальной корой. С юго-востока ее обрамляет сооружение Японских островов, в основном сформированное в эпоху позднекайнозойской складчатости, но сильно переработанное альпийскими движениями и надстроенное молодыми вулканами. Северная его часть ограничена с востока коротким глубоководным желобом, служащим южным продолжением Курило-Камчатского.

Мы рассмотрим строение северо-западной части Тихоокеанского пояса, условно разделив его на два сегмента — северный и южный, в основном граничащие соответственно с Верхояно-Чукотской складчатой областью и с Буреино-Дунбэйской метаплатформенной областью и восточным окончанием Урало-Монгольского пояса. Северный сегмент включает Кони-Тайгоносскую и Корьякскую позднемезозойские складчатые области, складчатое сооружение Камчатки с его северным продолжением — Олоторской зоной, котловину Берингова моря, Командоро-Алеутскую островную дугу и Алеутский желоб. В южный сегмент входят Сихотэ-Алинская позднемезозойская складчатая система с Восточно-Сихотэалинским вулканическим поясом, кайнозойское складчатое сооружение Сахалина, котловины Японского и Охотского морей, Курильская островная дуга и Курило-Камчатский глубоководный желоб.

#### **КОНИ-ТАЙГОНОССКАЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА**

Эта узкая, но протяженная (более 1700 км) складчатая система, возникшая в середине мела, как уже говорилось слагает основание внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса и частично обнажается к юго-востоку от него на гористых п-вах Кони, Пьягина, Тайгонос и в средневысотных хребтах к северо-востоку от Пенжинской губы, а частично скрыта под дном мелководной северо-западной зоны Охотского моря (рис. 38). Некоторые исследователи, например Л.М.Парфенов, считают, что она непосредственно смыкается на юго-западе в районе Удской губы с восточным концом Урало-Монгольского складчатого пояса и называют ее Удско-Мургальской, другие допускают ее связь с Сихотэ-Алинской, третьи предполагают, что к западу от Магадана она выклинивается.

Кони-Тайгоносская система изучалась Е.К.Устиевым, В.Ф.Белым, И.Б.Заборовской, Г.Е.Некрасовым и др.

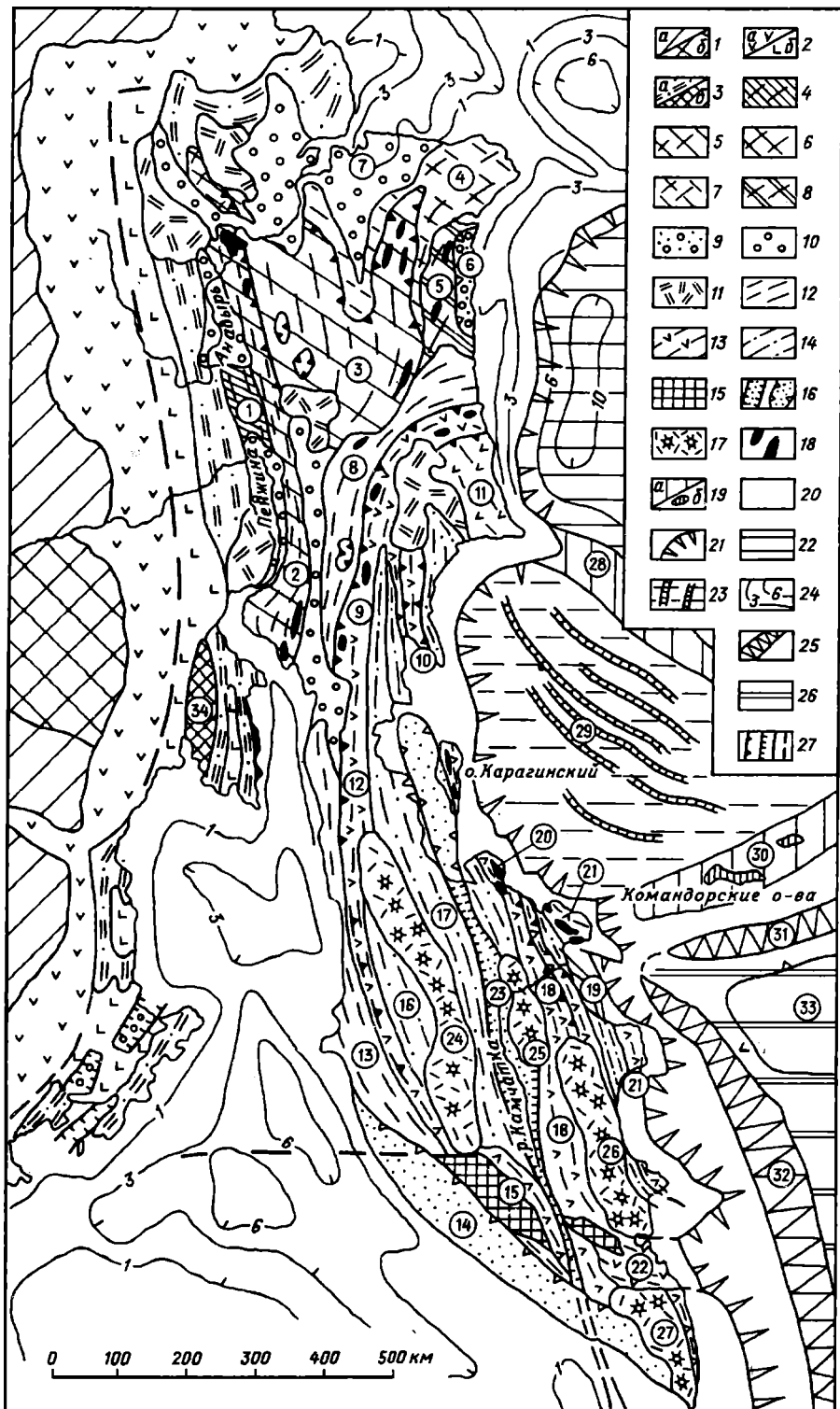
На северо-западе Кони-Тайгоносская система граничит с погребенным под меловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса краевым глубинным швом, отделяющим поздние мезозоицы северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса от Верхояно-Чукотской складчатой области; на юго-востоке эта система, самая внешняя в Тихоокеанском поясе, граничит с занимающей более внутреннее положение в нем Корякской позднемезозойской складчато-покровной системой, а южнее — с гипотетическим Охотским срединным массивом. На наиболее изученном участке — п-ове Тайгнос — в поперечном разрезе системы с северо-запада на юго-восток, выделяются (рис.39): небольшой Тайгоносский срединный массив, в основном сложенный архейским метаморфическим комплексом (его северо-западная часть, по-видимому, перекрытая меловыми вулканитами Охотско-Чукотского пояса, замаскирована кайнозойскими отложениями); асимметричный Северо-Тайгоносский синклиниорий, выполненный преимущественно терригенными и вулканогенными образованиями триаса, юры и нижнего мела; узкий Южно-Тайгоносский антиклиниорий, сложенный очень сильно сжатыми до изоклинальных складок палеозойскими и мезозойскими терригенно-вулканогенными толщами, прорванными интрузиями гранитоидов и телами гипербазитов, который возник на границе зон с корой континентального (на западе) и океанического (на востоке) типов, испытавшей в конце юры — начале мела повторный разрыв.

Участки Кони-Тайгоносской системы, расположенные к юго-западу от Тайгоносского (Кони-Пьягинский) и к северо-востоку от него (Мургальский), построены принципиально сходно с ним, за исключением отсутствия в их пределах выступов раннедокембрийского фундамента. Позднекайнозойская тектоника Кони-Тайгоносской системы характеризуется контрастными дифференцированными движениями по продольным и поперечным разломам, приведшим к возникновению ряда глыбовых поднятий (Кони-Пьягина, Тайгоносское и др.), разделенных впадинами и грабнями, выраженными мелководными заливами в северной части Охотского моря и межгорными котловинами в бассейнах рек Пенжины и Анадыря.

Кони-Тайгоносская складчатая система обладает зрелой корой континентального типа мощностью около 35–40 км. К ее юго-восточному краю приурочена резко выраженная зона крупных линейных максимумов геомагнитного поля, приуроченных к глубинному тектоническому шву.

Архейские метаморфические образования, обнажающиеся в Тайгоносском срединном массиве, выражены гранат-биотитовыми парагнейсами, плагиогнейсами, амфиболовыми гнейсами, основными кристаллическими, в том числе гиперстеновыми, сланцами и амфиболитами (более 4 км), абсолютный возраст метаморфизма которых датируется 2,7–2,8 млрд лет. Тайгоносский выступ архейского фундамента, по-видимому, служит продолжением Омолонского массива. Он несогласно перекрыт кварцитами, известняками со строматолитами и филлитами рифея (до 1 км), слагающими, видимо, чехол древнего массива.

В отдельных тектонических блоках на п-ове Тайгнос обнажаются предположительно ниже-среднепалеозойские слабометаморфизованные терригенно-кремнистые и вулканогенные образования — песчаники, алевролиты, силициты, линзы известняков, туфы, кератофиры, спилиты (до 3 км). Шире распространен верхнепалеозойско-нижнемезозойский геосинклиальный комплекс, включающий отложения от верхней перми до нижневолжского подъ-



яруса верхней юры, по-разному выраженный во внешней (северо-западной) и внутренней (юго-восточной) зонах Кони-Тайгоносской системы. Очень мощный (до 10–12 км) разрез внешней зоны представлен циклически построенными толщами морских, терригенных отложений (от конгломератов и песчаников до

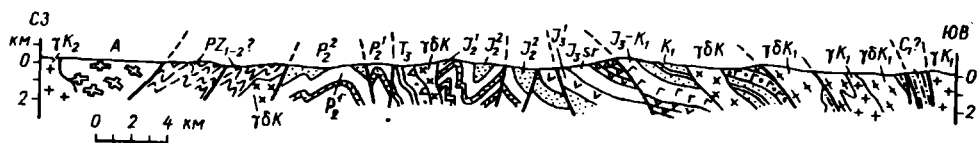


Рис. 39. Геологический разрез п-ова Тайгонос (по Г.Е.Некрасову, 1976)

алевролитов и аргиллитов), а также туфами и лавами андезитов, андезитобазальтов и дацитов, приуроченными к верхам каждого из четырех циклов. Внутренняя зона отличается менее мощным (3–4 км) и, вероятно, неполным, также циклично построенным осадочно-вулканогенным разрезом, в котором зелено-

Рис. 38. Схема тектонического строения Кони-Тайгоносской, Корякской, Олюторско-Камчатской складчатых систем:

1 - Верхояно-Чукотская среднемезозойская (позднекимерийская) складчатая область: а - складчатые зоны; б - срединные массивы; 2 - Охотско-Чукотский вулканический пояс: а - внешняя зона (наложенная на область 1); б - внутренняя зона (в пределах системы 3); 3-19 - Тихоокеанский подвижный пояс: 3 - Кони-Тайгоносская позднемезозойская складчатая система (а) и Тайгоносский блок дорифейского фундамента в ней (б); 4-9 - позднемезозойско-раннекайнозойская покровно-складчатая система Корякского нагорья; 4 - Пенжинская зона; 5 - Таловско-Пекульнейская зона и связанные с ней аллохтонные блоки; 6 - Алганско-Майницкая зона; 7 - Алыктавямская зона; 8 - Эконайская зона; 9 - Нижнехатырский кайнозойский прогиб; 10 - неоген-четвертичные наложенные впадины в Кони-Тайгоносской и Корякской системах; 11 - позднекайнозойские наземные вулканические покровы в них и Олюторской зоне; 12-17 - Олюторско-Камчатская кайнозойская складчатая система: 12 - Укеляятская зона и ее продолжение на Камчатке; 13 - поднятия в Олюторской эвгеосинклинальной зоне, в основном сложенные верхним мелом — нижним эоценом, и их продолжение на Камчатке; 14 - прогибы в Олюторской зоне, в основном выполненные верхним эоценом — плиоценом, и их продолжение на Камчатке; 15 - выступы докембрийского и палеозойского метаморфического фундамента на юге Камчатки; 16 - плиоцен-четвертичные впадины и грабени; 17 - плиоцен-четвертичные наземные вулканические покровы и крупные вулканы; 18 - выходы пород офиолитовой ассоциации в Корякской и Камчатско-Олюторской системах; 19 - островные дуги (а) и выходы кайнозойских осадочно-вулканогенных образований на островах (б); 20-26 - структуры дна морей и океана: 20 - кайнозойский чехол на разновозрастном складчатом фундаменте в пределах шельфа; 21 - континентальный склон; 22 - глубоководные впадины окраинных морей с мезозойской корой субокеанического типа; 23 - то же, с кайнозойской корой субокеанического типа и отшершие зоны спрединга в них; 24 - стратоизогипсы подошвы осадочной толщи; 25 - глубоководные желоба; 26 - окраинно-океанические валы и поднятия; 27 - разломы покровно-надвигового, сбросового типа, без разделения и погребенные.

Цифрами в кружках обозначены: 1 - Пенжинская зона; 2 - Таловско-Пекульнейская зона; 3 - Алганско-Майницкая зона; 4 - Алыктавямская зона; 5 - Эконайская зона; 6 - Хатырский прогиб; 7 - Анадырская впадина; 8 - Укеляятская зона; 9 - Западно-Олюторское поднятие; 10 - Говенское поднятие; 11 - поднятие Олюторского хребта; 12 - Лесновское поднятие; 13 - Тигальское поднятие; 14 - Большерецкий прогиб; 15 - поднятие Срединного хребта Камчатки; 16 - Паланско-Воямпольский прогиб; 17 - Центральнокамчатский (Камчатско-Литкинский) прогиб; 18 - Восточно-Камчатский горст-антиклинорий; 19 - Тюшевский прогиб; 20 - поднятие п-ова Озерного; 21 - зона поднятий Восточных полуостровов; 22 - Малкинско-Петропавловская зона поперечных дислокаций; 23 - Срединно-Камчатский грабен; 24 - Срединно-Камчатская вулканическая зона; 25 - то же, Ключевская; 26 - то же, Восточно-Камчатская; 27 - то же, Южно-Камчатская; 28 - поднятие (островная дуга) Ширшова; 29 - Командорская глубоководная впадина; 30 - Командоро-Алеутская островная дуга; 31 - Алеутский желоб; 32 - Курило-Камчатский желоб; 33 - поднятие Обручева; 34 - Тайгоносский массив

каменно измененные лавы и туфы андезитобазальтов и андезитов в разных соотношениях чередуются с терригенными и глинисто-кремнистыми отложениями. Внутренняя зона, вероятно, отвечала островной вулканической дуге, внешняя — тыльному (задуговому) прогибу.

Выше залегают вулканогенно-молассовые образования поздневожского и раннемелового (до альбского яруса) возраста общей мощностью до 3–5 км, выраженные наземными толщами липаритовых игнимбритов, а также лав и туфов андезитов, андезитобазальтов и базальтов, вышележащими морскими и континентальными, частично угленосными конгломерато-песчано-глинистыми отложениями и завершающей разрез дабовой толщей контрастного базальт-дацит-липаритового состава. Эта толща, сохранившаяся в наиболее прогнутой части Северо-Тайгоносского синклинория, коррелируется с альб-сеноманскими вулканитами внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса. Непосредственно после ее накопления прогибы и поднятия Кони-Тайгоносской системы подверглись сжатию, приобрели линейно-складчатую структуру с надвигами с юго-восточной вергентностью, особенно в его юго-восточной части, и были прорваны интрузиями габбро-гранодиорит-гранитного и граносиенитового состава.

#### **ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

Корякское нагорье, до середины XX в. остававшееся одним из последних “белых пятен” на геологической карте СССР, привлекает в последнее время большой интерес исследователей как складчатая область с наиболее широким развитием тектонических покровов, в строении которых значительную роль играют офиолитовые комплексы и вместе с тем почти отсутствуют гранитоиды. Это дает основание предполагать, что Корякская геосинклиальная система развивалась на коре океанического типа и что даже после завершающей складчатости в ее пределах еще не сформировалась зрелая континентальная кора. Завершение образования современной структуры Корякского нагорья в основном относится к концу позднего мела, палеоцену и, может быть, к началу эоцена, что позволяет считать эту систему ларамийским складчато-покровным сооружением.

Морфологически Корякское нагорье представляет среднегорную область с высотами до 1,5–2,5 км. В орографии Корякской области сочетаются два плана — наличие хребтов северо-восточного простирания, следующих позднемеозойской структурной зональности, и наличие в центре ее новейшего округлого сводового поднятия, от которого радиально во всех направлениях расходится большинство рек, впадающих в Берингово море и отчасти в Пенжинскую губу Охотского моря. Лишь реки Пенжина и Анадырь, текущие вдоль западного и северного краев Корякского нагорья, начинаются вне его, в пределах Колымского и Анадырского плоскогорий.

Исследование Корякского нагорья в первые послевоенные десятилетия было начато геологами Института геологии Арктики под руководством Б.Х.Егизарова. Рассматривая строение этой области с традиционных позиций, они выделили в ней ряд синклинориев и антиклинориев, в ядрах которых местами обнажаются палеозойские отложения. В дальнейшем Корякское нагорье изучалось магаданскими геологами и экспедициями ГИН АН СССР (С.М.Тильман, А.А.Александров, Н.А.Богданов, С.Г.Бялобжеский, М.С.Мар-

ков, Г.Е.Некрасов, А.А.Пейве, С.В.Руженцев, С.Д.Соколов, А.Д.Чехов и др.), в итоге исследований которых сложились представления о его шарьяжной структуре и большом значении офиолитовых аллохтонов.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

На северо-западе и севере позднемезозойская покровно-складчатая система Корякского нагорья граничит с северной частью Кони-Тайгоносской складчатой системы, от которой она почти повсеместно отделяется наложенными позднекайнозойскими впадинами и полями наземных вулканитов (см. рис. 38). На востоке Корякская система погружается под кайнозойские осадки шельфа северной части Берингова моря, а на юго-востоке граничит с Олюторской кайнозойской складчатой зоной, занимающей юго-восточную часть Корякского нагорья и продолжающейся на юг в пределы восточной Камчатки. Складчато-покровная система Корякского нагорья постепенно сужается от 400 км в северо-восточной части до 100–200 км в юго-западной, а далее к юго-западу, возможно, совсем выклинивается.

В понимании тектонического строения Корякского нагорья остается пока много дискуссионного. Разногласия имеются не только между схемами складчатого и складчато-покровного строения, но и между различными интерпретациями складчато-покровной структуры этого региона, а также в вопросе о проведении его границы с Олюторско-Камчатской системой. Так, согласно схеме С.М.Тильмана и др. (1982), в структурном плане системы Корякского нагорья выделяется несколько линейно вытянутых зон сложного покровно-чешуйчатого строения, в котором принимают участие палеозойские и мезозой-

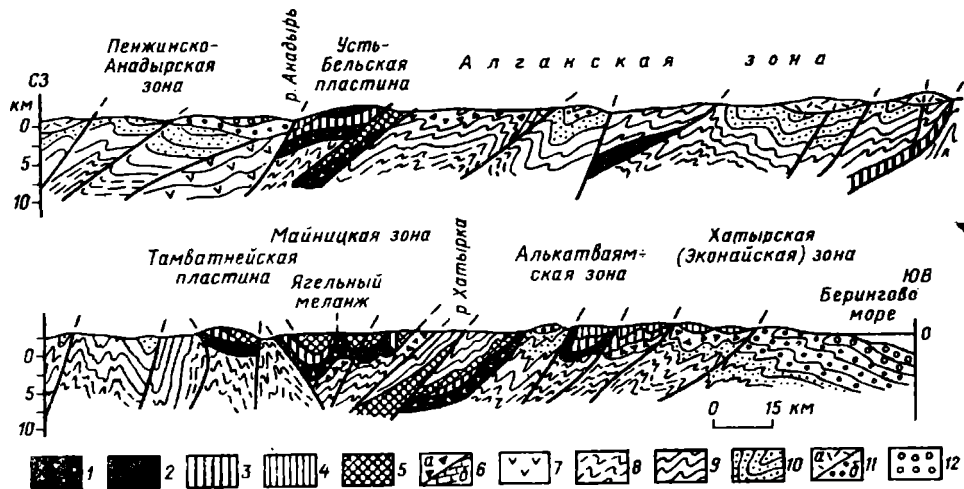


Рис. 40. Геологический разрез вкрест простираения структур Корякского нагорья (по С.М.Тильману и др., 1980):

1 - серпентинитовый меланж; 2 - ультрабазиты; 3 - габбро-плагриогранитный комплекс; 4 - палеозойские кремнисто-вулканогенные образования; 5 - то же, мезозойские; 6 - олистостромы (а) и олистоплаки (б) известняков; 7 - нижнемезозойский туфогенно-терригенный комплекс; 8 - верхнеюрско-нижнемеловой терригенный комплекс; 9 - альб-туронский флишевый (с олистостромами) комплекс; 10 - сенонский флишевый (местами нижнемолассовый) комплекс; 11 - палеогеновый эффузивный (а) и терригенный (б) комплексы; 12 - неогеновые терригенные отложения

ские вулканогенно—осадочные образования и офиолитовая ассоциация досреднепалеозойского возраста (эти зоны ранее в основном рассматривались в качестве антиклинориев) и чередующиеся с ними несколько более широкие складчатые зоны, сложенные преимущественно флишево—олистоострововыми толщами, главным образом мелового возраста. На этот структурный план несогласно наложены впадины и вулканические покровы, сложенные слабдеформированными позднекайнозойскими образованиями (рис. 40).

В более новой тектонической схеме В.И. Григорьева, К.А. Крылова и С.Д. Соколова (1987) в структуре Корякской системы выделяются 4 зоны, каждая из которых имеет сложное покровно—чешуйчатое строение и включает, наряду с различными мезозойскими образованиями, пластины и блоки палеозойских отложений и пород офиолитовой ассоциации (см. рис. 38). Каждая более западная зона надвинута на более восточную, и, таким образом, общее горизонтальное сжатие сопровождалось относительным смещением масс в юго—восточном направлении. Кроме того, следует выделить самую северо—западную внешнюю, Пенжинско—Анадырскую, зону Корякской системы, пограничную с Кони—Тайгоносской системой. Лишь частично обнаженный в ней геосинклинальный комплекс сложен ниже— и верхнемеловыми терригенными и туфо—терригенными морскими отложениями, а в верхах разреза — прибрежными и континентальными, грубеющими кверху молассами. Этот комплекс в северо—западной (Пенжинской) части зоны смят в относительно пологие, а в северо—восточной (Анадырской) части — в более сжатые и осложненные надвигами складки, вероятно, возникшие в палеоцене. Эта зона, по—видимому, может рассматриваться в качестве Предкорякского краевого прогиба. На размытое складчатое основание налагают слабдеформированные континентальные и прибрежно—морские терригенные и вулканокластические отложения палеогенового (начиная с эоцена), неогенового и четвертичного возраста (до 2—3 км), выполняющие несколько наложенных впадин — Пенжинскую, Марковскую, Бельскую и самую обширную и глубокую Анадырскую, а также ряд наземных вулканических покровов того же возраста.

К юго—востоку от Пенжинской зоны простирается параллельная ей узкая прямолинейная Таловско—Майнская, или Таловско—Пекульнейская, зона покровно—чешуйчатого строения, надвинутая к юго—востоку на верхнемеловые туфо—терригенные отложения Алганско—Майницкой зоны. В сложении пакета тектонических чешуй этой зоны участвуют габбро—гипербазитовый комплекс, серпентинитовый меланж, кремнисто—вулканогенные, терригенные и карбонатные отложения девона и карбона, а также туфо—терригенные образования средней, верхней юры и нижнего мела, слагающие самые нижние чешуи. В этой зоне присутствует также верхнесенонско—датская моласса, представляющая несогласно залегающий неоавтохтонный комплекс.

Гораздо более широкая Алганско—Майницкая зона представляет аллохтонную тектоническую пластину (или пакет пластин), по пологой шарьяжной поверхности надвинутую на верхнемеловые образования более восточной Алякатвямской зоны. Последние, возможно, выступают также западнее, в тектоническом полуокне в бассейне р. Великой (иногда выделяемом в качестве самостоятельной Великореченско—Рарытчинской зоны—антиформы). Нижнюю часть аллохтонного комплекса Алганско—Майницкой зоны образует серпентинитовый меланж, включающий блоки гипербазитов, габбро, плагиогранитов, амфиболитов и метаморфических сланцев, различных пород верхнего палео-



зоя, триаса и верхней юры. На нем трансгрессивно залегают титон–неокомские отложения, обладающие сложной складчато–чешуйчатой структурой. В западной части Алганско–Майницкой зоны выделяется Ваежский тектонический блок, представляющий либо останец тектонического покрова Таловско–Пекульнейской зоны, либо ограниченный надвигами выступ основания. В Ваежском блоке распространены крупные пластины палеозойских эффузивов, известняков, метаморфических сланцев, а также пород офиолитовой ассоциации.

В основании более восточной Аькатваямской зоны также обнажается серпентинитовый меланж, близкий по набору включенных в него пород к меланжу Алганско–Майницкой зоны. В основном эта зона сложена мощными терригенными отложениями верхней юры, нижнего и верхнего мела, образующими несколько покровных чешуй. Они несогласно перекрыты неоавтохтонным эоценовым комплексом. Аькатваямская зона надвинута к юго–востоку на Эконайскую (Хатырскую) зону. К юго–западу Аькатваямская зона, как и Эконайская, выклинивается. Видимое основание Эконайской зоны образует базальт–яшмово–терригенный комплекс позднеюрско–позднемелового возраста, смятый в сильно сжатые, опрокинутые и осложненные чешуйчатыми надвигами складки. Этот параавтохтонный (?) комплекс тектонически перекрыт Эконайским, или Хатырским, аллохтонным комплексом, состоящим из нескольких шарьяжных пластин. Нижняя из них сложена туфо–терригенными и олистостромовыми толщами верхней юры — нижнего мела, средние — ультрабазитами, габброидами и плагиогранитами офиолитовой ассоциации, а верхняя — вулканогенно–кремнистыми породами верхнего палеозоя и триаса. Эконайский аллохтон несогласно перекрывается маастрихтским неавтохтонным комплексом, датирующим домаастрихтский возраст тектонических покровов.

На юго–востоке Эконайская зона надвинута на кайнозойские толщи Нижнехатырского прогиба, уходящего под дно Берингова моря, а западнее — на Укэляятскую зону, сложенную терригенными флишоидными отложениями корякской серии сенонско–палеоценового возраста. Обычно она считается самой юго–восточной зоной Корякской системы, однако В.Н.Григорьев и др. (1987) считают, что она продолжается на юго–запад в пределы Западной Камчатки, и включают ее в состав Олюторско–Камчатской складчатой системы. С юго–востока на Укэляятскую зону надвинута по поверхности пологого Ватынского надвига Олюторская зона этой системы, в основном сложенная вулканогенно–кремнистыми толщами верхнего мела.

Глубинное строение Корякской системы изучено пока недостаточно. По имеющимся данным, поверхность Мохо располагается в ней на глубине около 30 км, однако, несмотря на довольно большую мощность, кора здесь имеет не зрелый континентальный, а скорее субконтинентальный характер, так как типичный гранитно–метаморфический слой в ней не выражен и утолщение коры, по–видимому, в значительной мере происходило за счет надвигания одна на другую пологих тектонических пластин из коры океанического типа и мощных осадочных толщ при горизонтальном сжатии.

За исключением Таловско–Пекульнейской зоны, к которой приурочены крупные геомагнитные максимумы, территория Корякской системы обладает малоконтрастным знакопеременным магнитным полем, резко отличным от

контрастного поля Олюторско-Камчатской системы с чередованием значительных линейных максимумов и минимумов.

#### РАЗРЕЗ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Древнейшими образованиями, по-видимому слагавшими меланократовый фундамент Корякского нагорья в эпоху заложения одноименной геосинклинальной системы, являются породы ультраосновного и основного состава, входящие в состав офиолитовой ассоциации. М.С.Марков и другие исследователи группируют их в несколько комплексов: 1) дунит-лерцолит-эклогитовый, 2) дунит-гарцбургитовый, 3) полосчатый ультрабазит-габбровый, 4) габбро-диабазовый, 5) тоналитовый и 6) подушечных лав и ассоциирующихся с ними кремнистых, терригенных и реже карбонатных пород. Породы этих комплексов слагают тектонические пластины или блоки в составе офиолитовых аллохтонов, присутствующих в большинстве зон Корякского нагорья, где они могут залегать на различных палеозойских и мезозойских (до мела включительно) образованиях. Однако возраст меланократового фундамента, судя по присутствию в пределах нагорья разновозрастных вулканогенно-осадочных толщ начиная с девона, а в некоторых зонах — также ордовика и силура, по-видимому, должен быть ордовикским или даже доордовикским.

Пока недостаточно ясно, к какого рода тектонической зоне принадлежал этот раннепалеозойский меланократовый фундамент: к северо-западной окраине ложа древней Тихоокеанской впадины или к зоне с новообразованной корой океанического типа, возникшей в начале палеозоя в результате деструкции и раздвига континентальной коры. Однако признаки ее существования имеются лишь для северо-западной окраины Корякской системы (Пенжинской зоны), а "грабенные фации", отвечающие фазе заложения геосинклинального прогиба в ходе деструкции континентальной коры, в Корякской системе не установлены.

Кроме пластин и блоков пород офиолитового комплекса в Корякской системе широко распространен серпентинитовый меланж несомненно гораздо более молодого возраста, так как в его серпентинитовом матриксе бывают заключены обломки и глыбы пород среднего, верхнего палеозоя и мезозоя. На некоторых участках Корякского нагорья в составе меланжа, а также в виде изолированных выходов присутствуют метаморфические породы зеленосланцевых и глаукофан-сланцевой фации, образовавшиеся по габброидам, базальтам и осадочным породам — амфиболовые, хлоритовые, эпидотовые и слюдяные сланцы, филлиты, кварциты и мраморы.

В Таловско-Пекульнейской зоне и Ваежском блоке известен и ряд выходов мраморизованных известняков и терригенных пород с остатками фауны ордовика и силура, которые либо "надстраивают" кверху разрез офиолитовой ассоциации, либо образуют олистолиты в мезозойских олистостромовых толщах. Шире распространены образования средне-позднедевонского и ранне- и среднекаменноугольного и пермского возраста, представленные сложными сочетаниями органогенными известняками, граувакками, алевролитами, кремнистыми породами, туффитами и туфами среднего и реже кислого состава, а местами также лавами основного и среднего состава. Разнообразие пород указывает на сложную палеотектоническую обстановку, в которой прогибы, частично некомпенсированные, вероятно, соседствовали с вулканическими ос-

тровными грядами. Общая мощность средне- и верхнепалеозойских отложений, выступающих в виде тектонических блоков и олистолитов, достоверно не известна, но в целом, по-видимому, достигает нескольких километров, так как лишь мощность нижнего карбона на востоке нагорья превышает 0,8 км.

Вопрос о взаимоотношениях пермских и триасовых отложений в Корякском нагорье недостаточно ясен. Обнаружение нижнего триаса позволяет допустить постепенный переход между ними. В разрезе мезозоя выделяются три, а местами даже четыре комплекса, разделенных перерывами, а нередко и крупными несогласиями, отвечающими фазам интенсивных тектонических деформаций. Нижнемезозойский комплекс включает отложения нижнего (?), среднего и верхнего триаса, а местами и нижней юры. Этот комплекс, обнажающийся фрагментарно, изучен недостаточно. Тем не менее установлено, что в северо-западной части Корякского нагорья (Таловско-Пекульнейская зона) распространены существенно терригенные отложения — аркозовые, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с подчиненными им туффитами и туфами, а также олистостромовые толщи верхов верхнего триаса с обломками различных палеозойских и триасовых пород. Мощность этого комплекса местами достигает 2 км. Аркозовый материал в триасовый бассейн поступал с запада (из Кони-Тайгоносской зоны?).

В восточной части Корякского нагорья нижнемезозойские образования представлены кремнистыми (кремни, фтаниты, радиоляриты, яшмы), терригенно-кремнистыми, туфогенно-кремнистыми, эффузивно-кремнистыми (с горизонтами основных лав) и кремнистыми толщами с обломками известняков (подводно-оползневого происхождения), а также вулканомикто-туфо-эффузивными толщами основного и среднего состава известково-щелочного ряда. Маломощные существенно кремнистые толщи накапливались в относительно глубоководных некомпенсированных прогибах, а существенно вулканогенные — в зонах островодужного типа. Интересно отметить, что раннемезозойские терригенные отложения западной части Корякского нагорья и существенно кремнистые и вулканогенные его восточной части принадлежат к разным зоогеографическим провинциям: первые — к борсальной провинции, общей с Верхояно-Чукотской областью, а вторые — к более теплой тектонической провинции, общей с Японией, Сахалином и Приморьем.

Отложения этих частей Корякского нагорья впоследствии испытали сильное тектоническое сближение. Раннемезозойский этап, по-видимому, завершился деформациями сжатия и временным поднятием, обусловившим почти полное отсутствие в Корякской системе отложений средней и нижней части верхней юры.

В поздней юре сжатие сменилось растяжением, приведшим в Корякской системе, как и в некоторых зонах Верхояно-Чукотской области, к частичной деструкции утолщенной коры субокеанического или переходного типа и новообразованию раздвиговых зон, в которых обнажился офиолитовый комплекс. Кимеридж-титонские отложения в восточной части Корякского нагорья залегают трансгрессивно и несогласно на разных более древних горизонтах, вплоть до ультрабазитов. Растяжение и раздробление коры обусловили широкое развитие в среднемезозойском комплексе, особенно в его нижней части, недифференцированных основных лав. В северо-западной части Корякского нагорья в разрезе этого комплекса, охватывающего верхи юры (кимеридж-титон) и большую часть нижнего мела (берриас-нижний альб), выделяются толщи ос-

новых эффузивов (палеобазальты, спилиты, диабазы) и кремнистых пород (радиоляриты, яшмы, кремни, яшмокварциты), перекрытые толщами граувакковых песчаников с прослоями и линзами конгломератов, а в юго-восточной — туфо-терригенные и терригенные (песчано-глинистые) толщи (до 2 км) с мощными олистостромовыми горизонтами, заключающими обломки пород триаса, палеозоя и офиолитового комплекса. Этот материал, по-видимому, сползал по надводным склонам древней невулканической Хатырской гряды.

В середине мелового периода Корякская система, как и Кони-Тайгоноская, подверглась горизонтальному сжатию и некоторому поднятию; затем возобновились погружение и накопление в прогибах Корякской системы верхнемезозойского комплекса, охватывающего сеноман-кампан, но местами включающего также верхний альб внизу и маастрихт-даний, а иногда и палеоцен сверху.

Верхнемеловые отложения наиболее широко распространены в Корякской системе. Они выражены в основном терригенными, песчано-алеврито-глинистыми толщами с широкой гаммой переходов от грубообломочных континентальных (в том числе угленосных) и прибрежно-морских отложений молассового типа (главным образом в северо-западной части Корякского нагорья) через преобладающие на площади нагорья мелководно-морские песчано-глинистые отложения до относительно глубоководных, нередко флишоидных толщ (в юго-восточных зонах нагорья). Терригенный материал поступал как с Охотско-Чукотского вулканического пояса, так и с некоторых внутренних поднятий. Терригенным отложениям в отдельных зонах подчинены горизонты кремнистых пород, туфов и реже базальтовых лав и гиалокластитов, а также олистостромовые толщи сенонского возраста.

В предмаастрихтское время в Корякской системе произошли значительные складчато-покровные деформации, сопровождавшиеся поднятием и размывом некоторых зон. В этих зонах маастрихтские, а местами также датские и палеоценовые отложения образуют самостоятельный трансгрессивно залегающий комплекс, представленный континентальной молассой (в Таловско-Пекульнейской зоне) или терригенно-вулканогенными отложениями (в Эконайской зоне). Общая мощность верхнего мела достигает в некоторых зонах Корякской системы 3-6 км.

На рубеже палеоцена и эоцена (или в первой половине эоцена) в Корякской системе имела место новая фаза горизонтального сжатия, приведшая к окончательному формированию ее современной складчато-покровной структуры. После нее большая внутренняя часть системы испытывала поднятие, усилившееся в неоген-четвертичное время, а в северо-западной и юго-восточной периферических зонах на гетерогенном фундаменте заложилась Пенжинская, Марковская, Анадырская, Нижнехатырская и другие впадины, заполнявшиеся средне-верхнеэоценовыми, олигоценовыми, неогеновыми и четвертичными образованиями мощностью от 0,5-1 до 2-3 км. В первых двух впадинах накапливались континентальные терригенные молассовые отложения, а также чередующиеся и замещающие их туфы и лавы основного и среднего состава, а в двух последних — континентальные (частично угленосные) и мелководно-морские терригенные отложения с прослоями кремнистых пород (диатомитов) и туфов. Во внутренней, относительно приподнятой части Корякской системы в позднем эоцене и олигоцене происходили извержения базаль-

тов, андезитов и липаритов, сопровождавшиеся становлением комагматических и мелких тел гранодиоритов.

Развитие Анадырской и Нижнехатырской впадин осложнялось последней в Корякской системе предсреднемиоценовой фазой складкообразования. Эти впадины продолжаются к востоку в пределы широкого шельфа, заключающего северо-восточную половину Берингова моря, в которой позднемезозойское складчатое основание, связывающее сооружения Корякского нагорья и Аляски, перекрыто чехлом кайнозойских отложений.

Таким образом, Корякская система может рассматриваться как своеобразное складчато-покровное сооружение, возникшее на месте системы эвгеосинклинальных (или, точнее, талассогeosинклинальных) прогибов, заложенных в раннем палеозое в основном на коре океанического типа. Длительное развитие этой системы неоднократно осложнялось фазами сжатия; некоторые из них сменялись фазами растяжения и частичной деструкции ранее существовавшей коры. Такие фазы сжатия, во время которых развивались пологие надвиги, формировались офиолитовые аллохтоны с генеральным смещением масс к юго-востоку, имели место в средней — начале поздней юры, середине мела, в конце мела (наиболее сильная?) и в конце палеоцена, начале эоцена (завершающая). В дальнейшем в конце палеогена и начале неогена Корякская система подверглась некоторому сжатию со стороны надвинутой на нее северной части Камчатско-Олюторской системы и края Берингоморской впадины (Нижнехатырской зоны). В целом начиная с конца мела Корякская система, очевидно, находилась на раннеорогенной, а со среднего миоцена — на позднеорогенной стадии развития, которой сопутствовали в ряде районов довольно мощные наземные неогеновые извержения андезитобазальтов. Вместе с тем следует подчеркнуть очень слабое развитие в этой системе плагиогранитных интрузий и отсутствие калиевых гранитных интрузий, указывающее на незавершенность формирования в ней гранитно-метаморфического слоя и зрелой континентальной коры.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Корякской системы изучены недостаточно. Наиболее известны месторождения каменных и бурых углей в отложениях верхней части верхнего мела и палеогена на юго-западном побережье Анадырского залива (бухта Угольная и др.). С кайнозойскими отложениями Анадырской впадины и Нижнехатырского прогиба и их восточного продолжения в пределах шельфа Берингова моря связываются перспективы нефтегазоносности. К офиолитовому комплексу, обнаженному в ряде зон Корякской системы, приурочены проявления хромита, никеля, кобальта и асбеста. С тектономагматическими процессами позднепалеогенового времени связана сурьмяно-мышьяково-ртутная, золото-серебряная и оловянная минерализация (касситерит-силикатная формация).

#### КАМЧАТСКО-ОЛЮТОРСКАЯ КАЙНОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Обширная Камчатско-Олюторская система охватывает п-ов Камчатку, юго-восточную часть Корякского нагорья и частично разделяющий их самый западный мелководный участок Берингова моря. Общая длина этой системы, образующей слабовыпуклую к запад-северо-западу дугу, составляет 1600 км, а ширина — 250–400 км. Хотя в Камчатско-Олюторской области первые дефор-

мации сжатия проявились уже в конце мела—начале палеоцена и среднем эоцене, ее современная складчато—надвиговая структура в основном была сформирована в позднем миоцене, что позволяет считать ее кайнозойской складчатой системой. В плиоцене—антропогене она испытала дифференцированные глыбовые движения в условиях преобладания горизонтального растяжения.

Северная часть системы характеризуется среднегорным гляциально—эрозионным рельефом с рядом хребтов, веерообразно расходящихся и понижающихся к юго—западу, югу и юго—востоку от высшей точки Корякского нагорья — горы Ледяной (2,5 км). Средний участок системы выражен в рельефе узким низкорным, частично заболоченным перешейком, связывающим Камчатку с континентом, западной шельфовой зоной Командорской котловины Берингова моря (заливы Олюторский, Корфа, Карагинский, пролив Литке) и гористым о. Карагинский. Южная, собственно Камчатская часть системы представлена двумя протяженными среднегорными хребтами — Срединным и Восточным, разделенными узкой центральной депрессией, к которой приурочена продольная долина р. Камчатки. Вдоль западного побережья полуострова протягивается Западно—Камчатская низменность. Своеобразный облик придают рельефу Камчатки многочисленные вулканы, группирующиеся в несколько цепей. Одна из них приурочена к средней части Срединного хребта, а три других, включающие много действующих вулканов, — к северной части Центральной депрессии (Ключевской, Толбачик, Шивелуч и др.), к восточному флангу Восточного хребта (Кроноцкий, Корякский, Авачинский и др.) и его южной части.

Первые данные о природе Камчатки и ее вулканах были получены С.Крашенинниковым в середине XVIII в. Пионерами геологического изучения Камчатки, начатого на рубеже XIX и XX вв., являются К.Дитмар и К.И.Богданович.

В 30—х годах было начато и продолжено в послевоенные годы изучение перспективно нефтеносных зон Камчатки (М.Ф.Двали, Б.Ф.Дьяков). По инициативе Ф.Ю.Левинсона—Лессинга и А.Н.Заварицкого еще в довоенные годы началось систематическое исследование современного и новейшего вулканизма Камчатки. Большой вклад в него внесли В.И.Влодавец, Г.С.Горшков, Б.И.Пийп, С.И.Набоко, А.Е.Святловский, С.А.Федотов. На Камчатке была основана вулканологическая станция, позднее преобразованная в Институт вулканологии. Тектоническое строение и развитие Камчатки рассматривались с разных позиций Г.М.Власовым, В.И.Тихоновым, Г.С.Гнибиденко и др. Новейшие обобщения по геологии Камчатки сделаны в работе В.И.Мараханова и С.В.Потапьева (1981) и в основанной на более детальном стратиграфическом, структурном и вулканологическом материале монографии М.Н.Шапиро, В.А.Ермакова, А.Е.Шанцера, В.И.Шульдинера и др. (1987), широко использованной в дальнейшем изложении. Изучение юго—западной части Корякского нагорья проводилось геологами НИИГА, Камчатского и Всесоюзного аэрогеологического объединений, а также Института литосферы АН СССР (Н.А.Богданов и др.).

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В строении Камчатско—Олюторской системы принимают участие три главных структурных этажа — доверхнемеловой (в основном докембрийско—пале-

озойский) метаморфический фундамент, мел—миоценовый геосинклинальный складчатый этаж и плиоцен—четвертичный постгеосинклинальный, нескладчатый этаж, рассматриваемый разными геологами в качестве орогенного или рифтогенного. Метаморфический фундамент резко различается по своему составу, происхождению и возрасту в юго—западной и северо—восточной частях системы. На юго—западе Камчатки он выражен глубокометаморфизованными породами (гнейсами и др.) докембрийского, а частично даже архейского возраста, менее метаморфизованными породами палеозойского и слабометаморфизованными — юрско—раннемелового (?) возраста. Предполагается, что эта часть Камчатки обладает докембрийской корой континентального типа, по—видимому представлявшей одно целое с древним фундаментом Охотского массива. В северо—восточной части системы местами обнажается и предположительно повсеместно распространен меланократовый базит—ультрабазитовый фундамент, аналогичный таковому Корякской системы. Возраст габброидов из этого комплекса оказался позднерифейским.

Геосинклинальный складчатый этаж в свою очередь подразделяется на три подэтажа, разделенных перерывами, а в некоторых зонах — и несогласиями. Нижний подэтаж, в основном отвечающий верхнему мелу, но местами включающий также верхи нижнего мела и низы палеоцена, по—видимому, распространен почти на всей площади Камчатско—Олюторской системы и выражен в ее западной зоне мощными терригенными, а в большей восточной зоне — существенно вулканогенными образованиями. Средний подэтаж (верхний палеоцен — нижний эоцен) развит ограниченно. Более широко распространен верхний подэтаж (верхи среднего эоцена—миоцен), представленный, как и средний, сложным сочетанием в разрезах и на площади морских и прибрежно—континентальных терригенных и вулканических образований.

Несогласно залегающий плиоцен—четвертичный этаж выражен континентальными отложениями и вулканиками различного состава, выполняющими депрессии рельефа и слагающими наземные вулканические зоны. Этот почти не деформированный этаж приурочен преимущественно к грабенообразным впадинам, ограниченным сбросами. Обширные поля развития этого этажа сильно маскируют структуру доплиоценовых комплексов Камчатки, чем вызваны существенные разногласия в ее понимании.

В тектоническом плане Камчатско—Олюторской системы установлены продольная и поперечная зональности (см. рис.38). Первая выражена в наличии ряда дугообразных, выпуклых к запад—северо—западу формационных и структурных зон, большинство которых в том или ином виде прослеживается на всем ее протяжении. Вторая проявляется в наличии четырех поперечных сегментов (с севера на юг): Олюторского (относительно приподнятого), Северо—Камчатского (относительно опущенного в восточных зонах), Среднекамчатского (относительно опущенного в центральных зонах) и наиболее приподнятого Южно—Камчатского с выступами докембрийского сиалического фундамента в нескольких зонах. Поперечные сегменты Камчатско—Олюторской системы, по—видимому, разделяются и частично пересекаются серией глубоких, длительно живущих разломов северо—западного простирания.

В строении северного (Олюторского) сегмента обычно выделяются две зоны: северо—западная Укелаятская (в некоторых схемах включаемая в Корякскую систему) и юго—восточная Олюторская. Укелаятская складчатая зона сложена терригенными флишоидными отложениями сенонского и раннепалео-

оценового возраста. К югу она продолжается в самую западную часть Камчатки. С северо-запада на нее надвинуты разные зоны Корьякской системы, а с юго-востока — Олюторская зона (рис. 41). Эта зона, более или менее единая в формационном смысле, в структурном отношении состоит из трех постепенно расходящихся к юго-западу и югу поднятий, сложенных мощными вулканогенно-кремнистыми и вулканогенными толщами верхнего мела и нижнего (?) палеоцена, и разделяющих их узких прогибов, выполненных туфогенно-терригенными флишоидными отложениями палеогена и миоцена.

Западно-Олюторское поднятие, шарьированное на Укеляйтскую зону, характеризуется сложной складчато-чешуйчатой структурой, в которой, наряду с верхнемеловыми кремнисто-базальтовыми толщами, участвуют аллохтонные чешуи габбро-ультрабазитового комплекса. Продолжением этой зоны служит аллохтонный комплекс Лесновского антиклинория Северной Камчатки. Более восточное — Говенское — поднятие, занимающее одноименный полуостров между заливами Корфа и Олюторским, имеет антивергентное строение и ограничено надвигами, падающими к его оси. Его южное продолжение прослеживается в чешуйчатых структурах восточной части о. Карагинский и Восточного антиклинория Камчатки. Самое восточное, широкое поднятие Олюторского хребта погружается на юге в пределы Берингова моря, где его продолжением служит подводный хребет Ширшова. Западный — Корфовский — прогиб, постепенно расширяясь к юго-западу, уходит под дно заливов Корфа и Карагинского и частично прослеживается в западной части одноименного острова: его продолжением служит широкий Центральнокамчатский синклиниорий. Восточно-Олюторский прогиб “вливается” на юге в еще более широкую глубоководную Командорскую впадину Берингова моря. Все эти структурные зоны несогласно перекрываются субгоризонтально залегающими морскими молассами верхнего миоцена и континентальными — плиоцена, а также обширными и мощными покровами четвертичных наземных вулканитов.

В структуре большей, южной части системы, занимающей п-ов Камчатку, различаются тектонические планы доплиоценового складчатого этажа и почти

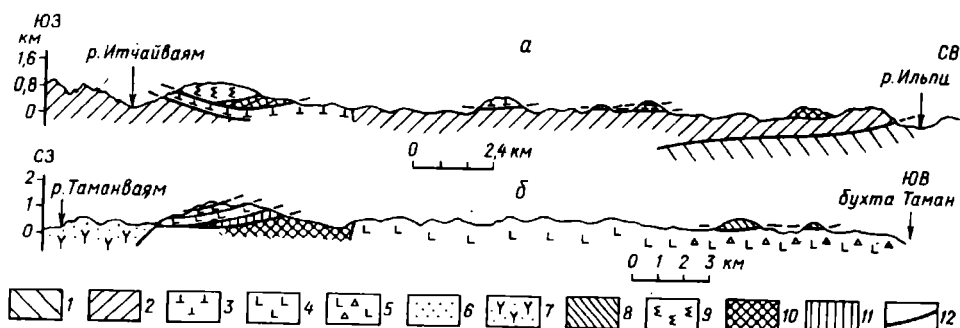


Рис. 41. Геологические разрезы Олюторской зоны (по Н.А.Богданову и др., 1982):

*a* — через северную окраину зоны; *b* — через Олюторский хребет; 1 — верхний мел—палеоцен, флиш корьякской серии (укеляйтская зона); 2-3 — верхнемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс (2 — преимущественно кремнистые и туфогенно-кремнистые породы; 3 — преимущественно базальты); 4-7 — верхнемеловой вулканогенный комплекс (4 — базальты; 5 — лавобрекчии и туфобрекчии базальтов; 6 — слоистые туфы; 7 — туфы и туфобрекчии базальтов и андезитов); 8 — палеогеновый флишоидный комплекс; 9 — пироксениты; 10 — габбро; 11 — дайковый комплекс; 12 — разрывные нарушения



не деформированного плиоцен–четвертичного осадочно–вулканогенного комплекса. Главными элементами структуры доплиоценового складчатого основания являются Западно– и Восточно–Камчатская антиклинальные зоны и разделяющая их Центральнокамчатская синклиналичная зона. Доплиоценовые образования Западно–Камчатской антиклинальной зоны обнажаются в трех поперечных сегментах Камчатки. В северном сегменте — это Лесновский антиклинорий, структура которого была сформирована в два этапа. На раннем этапе, в начале палеогена, его автохтонный верхнемеловой терригенный комплекс был тектонически перекрыт перемещенным с востока также верхнемеловым кремнисто–вулканогенным комплексом. На более позднем этапе — в миоцене — верхнемеловые образования вместе с несогласно перекрывающими их палеогеновыми были прорваны гранитоидами, смяты в складки и нарушены взбросо–надвидами.

В западной части среднего сегмента Лесновский антиклинорий кулисно подставляется Тигильским, сложенным смятыми в долготные складки верхнемеловыми, палеогеновыми и миоценовыми существенно терригенными отложениями. На его продолжении в южном сегменте Камчатки расположено глыбовое поднятие южной части Срединного хребта (Малкинский горст), сложенное сложнодислоцированными метаморфическими докембрийскими, а также несогласно перекрывающими их полого залегающими палеозойскими образованиями (рис. 42, а). На его флангах, а также северном и южном погружениях они в свою очередь несогласно перекрыты верхнемеловыми толщами — терригенными в его западной части и существенно вулканогенными — в восточной. Вдоль западного побережья Южной Камчатки расположена Западно–Камчатская впадина, наложенная в кайнозой на погребенное западное продолжение Малкинского поднятия фундамента. Предполагается, что вместе с ним она первоначально входила в состав Охотоморского срединного массива.

Центральнокамчатская синклиналичная зона, служащая южным продолжением Корфовского прогиба, постепенно расширяется к югу до 200 км в Среднекамчатском сегменте, а в Южно–Камчатском сегменте вновь резко сужается. В основном она выполнена миоценовыми отложениями, из–под которых в ядрах антиклиналей выступают палеогеновые образования. Складчатая структура зоны более чем наполовину замаскирована наложенными на нее плиоцен–четвертичными грабенами и вулканическими покровами. Вдоль оси зоны проходит Центральнокамчатский глубинный разлом, которому приписывается важная роль в структуре Камчатки.

Восточно–Камчатская антиклинальная зона простирается в юго–юго–западном направлении от восточной части о. Карагинский через хребты Кумрок, Тумрок, Валагинский, а затем круто поворачивает к юго–востоку и уходит под воды Тихого океана (см. рис. 42, б). На большей части своего протяжения зона сложена верхнемеловыми, палеогеновыми и отчасти ниже–среднемиоценовыми отложениями, обладающими сложной складчато–чешуйчатой структурой со взбросо–надвиговыми смещениями масс к востоку. В строении некоторых чешуй в северной части зоны (о. Карагинский, п–ов Озерной) участвуют гипербазиты и габброиды позднедокембрийского (?) меланократового фундамента (см. рис. 42, в). Чешуйчатая структура, по–видимому, формировалась в течение двух фаз сжатия — раннепалеогеновой и позднем миоценовой. В южной части зоны, где складчато–разломные структуры приобретают юго–восточное простираие, в Ганальском блоке обнажается архейский метаморфический

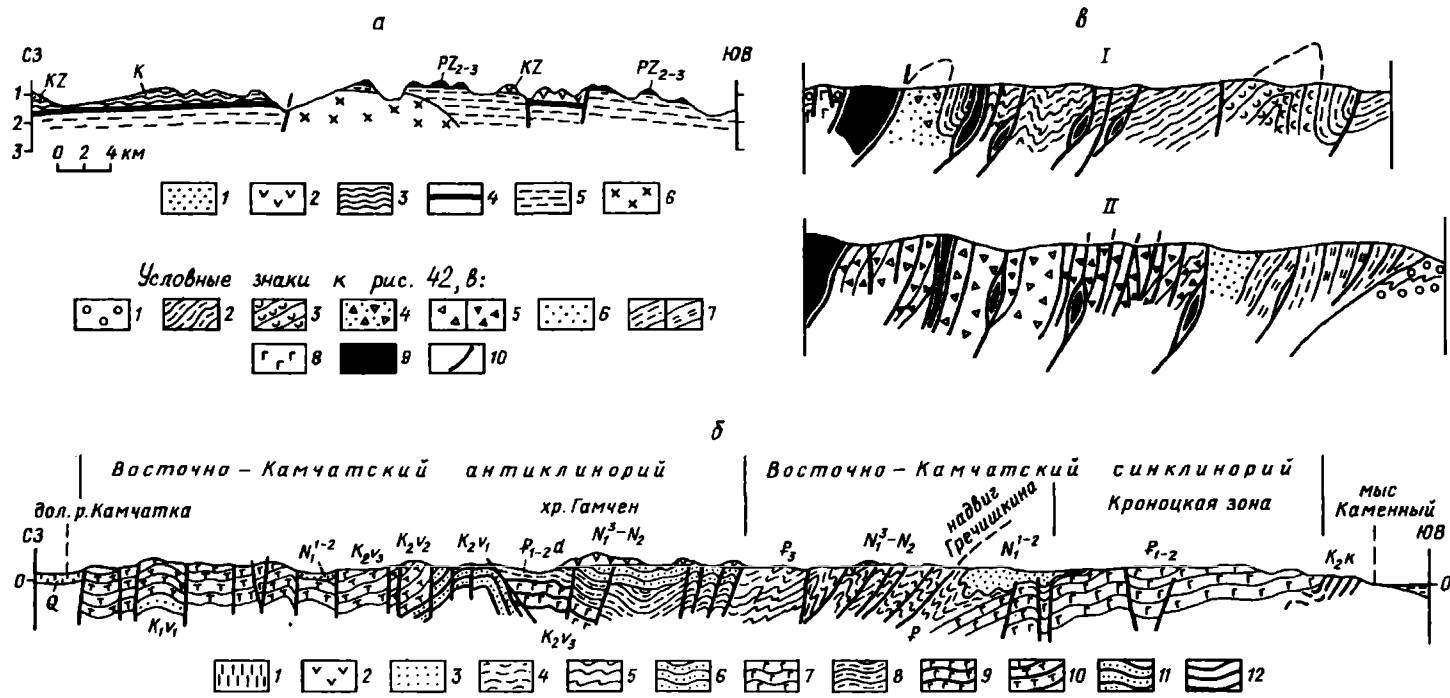


Рис. 42. Геологические разрезы Камчатки:

**а** - разрез через южную часть Срединного хребта (по А.И.Ханчуку, 1987): 1-2 - кайнозой: 1 - песчаники и конгломераты; 2 - дациты и туфы; 3 - меловая система, песчаники и глинистые сланцы; 4-5 - средний-верхний палеозой, малкинская серия; 4 - метапикриты и metabазальты; 5 - метаосадочные породы; 6 - позднепалеозойско-мезозойские тоналиты; **б** - разрез через Восточную Камчатку на широте Кроноцкого полуострова (по М.Н.Шапиро и В.А.Селиверстову, 1976); 1 - четвертичные осадки; 2 - эффузивы верхнего миоцена - плиоцена; 3 - нижний-средний миоцен; 4 и 5 - олигоцен; 6-8 - палеоцен-эоцен; 9-11 - верхний мел, валагинская серия (9 - эффузивы; 10 - алевролиты, туфы, кремни; 11 - песчаники); 12 - верхний мел, свита м. Каменистого; **в** - разрез через восточную часть о. Карагинский (I) и северную часть хр. Кумроч (II), по М.И.Шапиро и др., 1984: 1 - неоген; 2-4 - мел-палеоген о. Карагинский (2 - алевролит-аргиллитовая толща; 3 - кремнисто-аргиллитовая толща; 4 - хыкклонайская свита); 5-7 - маастрихт-даний хр. Кумроч (5 - грубообломочные туфы и лавы и мелкообломочные туфы; 6 - грубозернистые песчаники; 7 - кремнистые аргиллиты и кремни); 8 - домастрихтские верхнемеловые отложения; 9 - гипербазиты и габброиды; 10 - разрывные нарушения

комплекс. На среднюю и южную части зоны наложены новейшие вулканотектонические впадины, увенчанные современными вулканами.

Узкий Тюшевский (Восточно-Камчатский) прогиб отделяет от Восточно-Камчатской антиклинальной зоны антиклинорий Восточных полуостровов, сложенный породами меланократового фундамента и верхнемеловыми и палеогеновыми толщами. Существует, однако, и другое представление о принадлежности поднятий Восточных полуостровов (Камчатского, Кроноцкого и пр.) и разделяющих их впадин, выраженных заливами, к нескольким различным складчатым зонам юго-восточного простирания, срезанным на востоке наложенным на них северным участком Курило-Камчатского глубоководного жлоба.

Плиоцен-четвертичная структура Камчатско-Олюторской системы формировалась в обстановке некоторого горизонтального растяжения, активизации разломов сбросового и частично сдвигового типа, подвижки по которым обособили ряд глыбовых поднятий типа горстов и односторонних горстов и впадин, преимущественно грабенообразного типа, и мощного наземного существенно базальтового и андезитобазальтового вулканизма. Новейший тектонический план будет охарактеризован попутно с рассмотрением плиоцен-четвертичных осадочных и вулканогенных образований региона.

Мощность коры в западной и средней частях Камчатки достигает 35–42 км, а в ее восточной части и южной Корякии снижается до 30 км. Наиболее зрелой континентальной корой с мощным и древним “гранитно-метаморфическим слоем” обладает юго-западная часть Камчатско-Олюторской системы, тогда как в ее большей северо-восточной части процесс формирования этого “слоя” еще не завершился. Согласно В.И. Шульдинеру и др., в этой части системы, судя по выходам меланократового фундамента и составу ксенолитов глубинных пород в новейших лавах, вулканогенно-осадочный “слой” может подстилаться сланцево-базитовым и гранулитогаббровым петрофизическими “слоями” со скоростями продольных волн соответственно 6,6–6,7 и 7,1–7,2 км/с.

Гравитационное поле Камчатки характеризуется отрицательными значениями гравияномалий в Центральной синклиналиной зоне, слабоположительными — в Западной и Восточной антиклинальных зонах и резкими гравитационными максимумами — в зоне Восточных полуостровов, где, видимо, приближен к поверхности плотный меланократовый фундамент. В геомагнитном поле западной части Камчатско-Олюторской системы выделяется отвечающая Западной антиклинальной зоне и Западно-Камчатской впадине широкая полоса отрицательных аномалий, обусловленных мощными толщами немагнитных терригенных мел-кайнозойских отложений и частично приподнятым положением гнейсового фундамента. В средней и восточной частях системы прослеживаются две продольные зоны интенсивных геомагнитных максимумов, разделенные узкой зоной минимума, с которой совпадает центральная Камчатская депрессия. Южному участку Восточной антиклинальной зоны, а также зоне Восточных полуостровов отвечает система геомагнитных аномалий юго-восточного простирания.

Величина теплового потока на большей части территории Камчатско-Олюторской системы составляет от 50 до 75 мВт/м<sup>2</sup>, а в среднем сегменте Камчатки, кроме самой западной зоны, — даже меньше 50 мВт/м<sup>2</sup> и лишь в южной части полуострова колеблется от 75 до 125 мВт/м<sup>2</sup> и более. Такой характер распределения теплового потока находится в соответствии с наличием

под юго-западной частью Камчатки зрелой континентальной коры, богатой ураном и торием, радиоактивный распад которых дает важнейший вклад в общий тепловой поток континентов.

Вместе с тем на первый взгляд кажутся странными относительно низкие величины теплового потока на большей части площади среднего сегмента Камчатки, к которой приурочены почти все новейшие вулканические зоны Камчатки. Однако следует иметь в виду, что подавляющая часть четвертичных вулканитов Камчатки выплавлялась из магматических очагов, расположенных в верхах мантии, на глубинах более 30–40 км, и лишь незначительная часть вулканов, извергавших продукты среднего и кислого состава, возможно, “питалась” из внутрикоровых очагов. По-видимому, резкая активизация вулканизма в последние 5 млн лет была связана с растяжением, усилением прогрева и возникновением очагов плавления в верхах мантии, но кондуктивный тепловой фронт еще не успел распространиться кверху на всю кору, вплоть до поверхности Земли. Вместе с тем в зонах активного вулканизма наблюдаются резкие локальные геотермические максимумы, связанные с конвективным переносом тепла при подъеме магматических расплавов и термальных вод. Восточно-Камчатская зона — единственный в СССР район, где имеются современные гейзеры.

В связи с тем, что к востоку от южного и среднего сегментов Камчатки расположена северная часть Курило-Камчатского желоба, от которого к западу под Азиатский континент погружается сейсмофокальная зона, восточная и центральная части Камчатки до 56-й параллели на севере характеризуются высокой сейсмичностью, с очагами землетрясений в верхней мантии на глубинах, постепенно возрастающих к западу от 50 до 200–300 км. Очаги магмообразования во всех зонах новейшего вулканизма Камчатки расположены выше сейсмофокальной зоны, и их возникновение согласно модели тектоники плит генетически связано с субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под кору и верхнюю мантию Камчатки. Однако заметного возрастания щелочности и содержания калия в четвертичных лавах Камчатки в сторону погружения сейсмофокальной зоны, т.е. к западу, которое согласно модели тектоники плит должно иметь место при ее трактовке как зоны субдукции, не наблюдается.

## СТРАТИГРАФИЯ

Основание разреза в южной части Камчатки слагают докембрийские метаморфические образования. Возможно, древнейшими среди них являются ганальская серия биотитовых, гранат-биотитовых и других плагиогнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (более 3,5 км) и отделенная от нее разломом стеновая серия кислых, средних и основных метавулканитов (более 3 км).

Породы ганальской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой, а стеновой — в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Образование пород ганальской серии, судя по их прорыванию метагабброидами и метатоналитами (плагиогранитогнейсами) с возрастом 3–3,2 млрд лет, относится к раннему архею, а стеновой серии, судя по возрасту цирконов ранних генераций (3–2,65 млрд лет), — к позднему архею. Поздние фазы метаморфизма, затронувшие обе серии, датируются 1,7–1,05 млрд лет, т.е. в интервале от конца раннего протерозоя до среднего рифея.

В Малкинском выступе обнажаются породы колпаковской серии, подвергшиеся неоднократному метаморфизму, — диафоризованные кианитовые, кордиеритовые гнейсы, плагиогнейсы, гранатовые амфиболиты и кальцифиры (более 2,5 км), и несогласно (?) перекрывающие их породы малкинской серии — метатерригенные (в том числе базальные конгломераты и гравелиты) и метавулканогенные образования основного состава (3–5 км), метаморфизм которых вверх по разрезу убывает от амфиболитовой до зеленосланцевой фации, а также вулканогенные (дацитового состава) и туфогенно-обломочные породы квахонской свиты (2 км), метаморфизованные в условиях глаукофан-сланцевой фации (см. рис. 42, а). Существует мнение, что все эти образования являются продуктами неравномерного (зонального) метаморфизма верхнемеловых отложений, проявившегося в конце мела. Однако более обосновано представление о большей древности и разновозрастности этих метаморфизованных толщ. Колпаковская серия, судя по возрасту цирконов из ее гнейсов (1,3 млрд лет), принадлежит к докембрию. Малкинская серия по обнаруженным в ней остаткам девонских, каменноугольных и пермских спор должна быть отнесена к среднему-верхнему палеозою, а квахонская, несогласно перекрытая верхним мелом, — условно к юре — нижнему мелу (?). Согласно В.И.Шульдинеру и др., породы колпаковской серии (и, вероятно, породы Ганальского выступа архея) можно рассматривать в качестве фундамента срединного массива, а породы малкинской серии — его вулканогенно-осадочного чехла. Метаморфизованные породы Малкинского выступа прорываются интрузивными телами гранитов докембрийского, кортландит-норит-диоритов позднепалеозойского и тоналитов позднемезозойско-мезозойского возраста.

На северо-востоке Камчатки, на м. Камчатский, п-ове Озерной и о. Каргинский, обнажаются заведомо доверхнемеловые плутонические породы базит-ультрабазитового состава, а также амфиболиты, в том числе гранатовые, основные кристаллические сланцы, рассматриваемые рядом исследователей (М.С. Марков и др.) в качестве образований меланократового фундамента, на котором были заложены эвгеосинклиналиные прогибы Восточной Камчатки и Олюторской зоны. Возраст габбро из Оленегорского габбро-троктолитового плутона, входящего в состав меланократового фундамента района Камчатского мыса, оказался пзднерифейским (0,87–0,95 млрд лет), что согласуется с данными о доордовикском возрасте меланократового основания Корякской системы. Таким образом, в юго-западной части Камчатско-Олюторской системы установлен докембрийский типично континентальный фундамент, а в ее северо-восточной части — также докембрийский меланократовый ("океанический"); где проходит граница между полями их распространения — достоверно неизвестно. Учитывая большую мощность и континентальный характер коры под всей этой системой, можно допустить, что меланократовый фундамент в ее северо-восточной части присутствует не повсюду, а в отдельных древних (и молодых?) раздвиговых зонах.

Почти повсеместно на площади Камчатско-Олюторской системы распространены верхнемеловые (в некоторых зонах, судя по радиоляриям, — аптальб-верхнемеловые) образования. Местами видно их несогласное налегание на доверхнемезозойские метаморфические образования, но чаще их основание не вскрывается. Согласно М.А.Шапиро (1976, 1981), они характеризуются отчетливой продольной формационной зональностью. В западной зоне Камчатки, а также в Укелятской зоне южной Корьяки верхний мел выражен терри-

генными граувакковыми отложениями песчано-алеврито-глинистого состава, нередко с флишоидной ритмичностью, кое-где — с отдельными прослоями базальтовых лав и туфов. В самых западных разрезах, судя по присутствию угленосных пачек, они имеют мелководный характер, а восточнее накапливались на континентальном склоне и его подножии. Обломочный материал поступал с запада — со стороны Охотоморского массива и отчасти с Малкинского выступа.

На большей части территории Камчатки и в Олюторской зоне распространены осадочно-вулканогенные образования. Они принадлежат к двум типам, сменяющим друг друга вверх по разрезу, а также вкрест простираения системы. Первый, кремнисто-базальтовый, тип выражен сочетанием афировых высокотитанистых пиллоу-базальтов, тонкозернистых слоистых туфов, гналокластиков и кремнисто-глинистых пород, в том числе красных яшм и небольших прослоев известняков (ирунейская серия на Камчатке, ватынская — в Олюторской зоне). Второй — туфогенно-порфириновый — тип представлен разнообразными по составу лавами (с преобладанием андезитобазальтов с порфиритовой структурой), грубообломочными туфами (часто преобладающими в разрезах), а также туфогенно-терригенными отложениями и слоистыми светлыми кремнями (валагинская серия на Камчатке, ачайваямская — в Олюторской зоне). На м. Камчатский осадочно-вулканогенные образования сменяются кверху сенонскими субаркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, терригенный материал которых поступал с востока, с поднятия, существовавшего в районе Командорских островов и смежных участков Командорской котловины и северо-западного “угла” Тихого океана. Общая мощность верхнего мела достоверно неизвестна, но, по-видимому, во всех зонах измеряется несколькими километрами.

С верхнемеловыми отложениями в некоторых зонах тесно связаны отложения нижнего, а местами также верхнего палеоцена и нижнего эоцена мощностью от 1 до 2–4 км. В северной части Западно-Камчатской зоны палеоцен—нижний эоцен выражены песчано-глинистыми, частично угленосными континентальными (с остатками флоры и пресноводных моллюсков) и прибрежно-морскими отложениями с отдельными пластами и пачками вулкаников андезитового и базальтового состава. В Срединно-Камчатской зоне и на юге Камчатки эти отложения отсутствуют. В Восточно-Камчатской и Олюторской зонах, а также в зоне Восточно-Камчатских полуостровов палеоцен—нижний эоцен представлены толщами туфов и туфобрекчий с подводными потоками базальтовых и андезитобазальтовых лав и кремнисто-терригенными флишоидными толщами. В среднем эоцене Камчатско-Олюторская система испытала деформации сжатия, сопровождавшиеся поднятием. С конца среднего или с позднего эоцена в западной и восточной зонах Камчатки возобновились, а в Центральной начались опускания, продолжавшиеся с перерывами до начала позднего миоцена.

В Западной зоне Камчатки к этому интервалу относятся терригенные отложения, отвечающие двум крупным седиментационным циклам. Нижний цикл (верхи среднего эоцена—олигоцен), в свою очередь распадающийся на два подцикла, в основном (кроме низов первого подцикла) выражен ваямпольской серией (до 2–3,5 км), верхний цикл (нижний миоцен — низы верхнего миоцена) — кавранской серией (1–2 км). Оба цикла начинаются с грубообломочных (конгломераты, гравелиты, песчаники) отложений (в нижнем цикле — конти-

ментальных, угленосных), выше следуют более тонкообломочные (песчаники, алевролиты, аргиллиты) мелководно-морские отложения с отдельными пластами диатомитов и пеплов с прослоями "плавающей" гальки. В самой северной части зоны в основании верхнего эоцена выделяется толща субаэральных базальтовых лав, пирокластолитов и туфогенно-обломочных пород. Верхний цикл заканчивается континентальными угленосными отложениями, обогащенными вулканическим материалом. В миоцене в погружение было вовлечено юго-западное побережье Камчатки (Западно-Камчатская впадина). Отложения обоих циклов датируются по остаткам флоры, пресноводных и морских моллюсков и абсолютному возрасту туфов.

В Центральнокамчатской зоне к верхнему эоцену—среднему миоцену принадлежат наземные вулканические образования контрастного состава, выраженные сочетанием базальтовых и андезитобазальтовых лав и туфов с дацитовыми и липаритовыми туфами, игнимбритами и лавами (до 1–1,5 км). Миоценовые вулканиты фациально связаны с континентальными и прибрежно-морскими туфогенно-обломочными молассовыми отложениями (аналоги кавранской серии), которые накапливались в узком заливе, проникавшем в Центральнокамчатскую депрессию с севера.

Стратиграфия эоцен-миоценовых образований Восточно-Камчатской зоны разработана пока недостаточно. Несомненно, однако, что здесь широко распространены вулканогенно-терригенные образования общей мощностью до 2–3 км. В их разрезе распознаются три цикла аккумуляции, приблизительно отвечающие верхам среднего-верхнего эоцена, олигоцену и миоцену. На крайнем юге Восточно-Камчатской зоны в эти эпохи происходило накопление лав и пирокластолитов контрастного состава. В зоне Восточных полуостровов присутствуют верхнеэоценовые толщи толеитовых базальтов, изливавшихся в подводных условиях. К олигоцену и миоцену относятся терригенные, нередко флишoidные, а также угленосные толщи с прослоями диатомитов, спонголитов и пепловых туфов мелководно-морского и прибрежного генезиса.

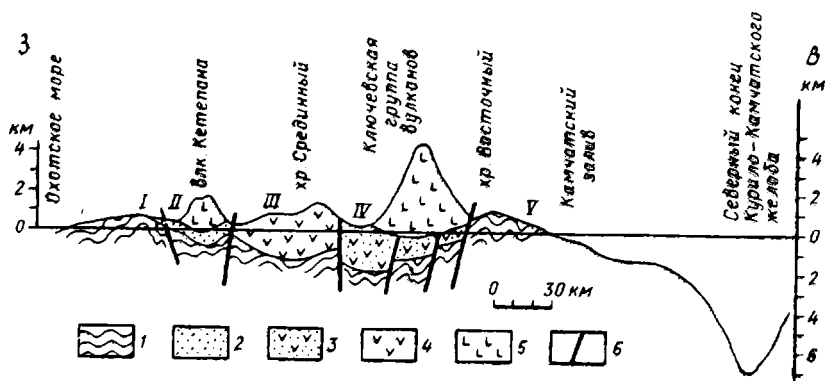


Рис. 43. Принципиальный схематический разрез через основные структуры Камчатки (по А.Е.Шанцеру, 1987):

1 - мел-палеогеновый фундамент; 2 - осадочные формации позднего кайнозоя; 3 - то же, вулканогенно-осадочные; 4 - то же, вулканогенные; 5 - крупные четвертичные вулканы; 6 - разломы; I - Тигильское поднятие, II - Паленско-Воампольский прогиб, III - Срединный вулканогенный прогиб, IV - Центральная Камчатская депрессия (часть Камчатско-Литкинского прогиба), V - Восточно-Камчатский горст-антиклинорий

В позднем миоцене Камчатка в последний раз была вовлечена в складчатоблоковые деформации, сопровождавшиеся общим поднятием и размывом. В начале плиоцена отдельные зоны Камчатки стали подвергаться горизонтальному растяжению и грабенообразному проседанию и в них возобновилась мощная наземная вулканическая деятельность (рис. 43). Некоторые другие зоны, напротив, испытывали в плиоцене и антропогене глыбовые и сводово-глыбовые поднятия (южная и северная части Срединного хребта, Восточные полуострова). Главные районы накопления плиоцен-четвертичных континентальных (аллювиальных, пролювиальных, озерных) и мелководно-морских отложений (до 0,5–1 км) приурочены к южной половине западного побережья Камчатки (наложенной Западно-Камчатской впадине) и Центральнокамчатской грабенообразной впадине. На ее северном продолжении, где погружение не полностью компенсировалось аккумуляцией, образовался Карагинский залив Берингова моря и накапливались морские песчано-алеврито-диатомитовые осадки, изученные на западном берегу о. Карагинский. Плиоцен-четвертичные отложения повсеместно содержат примесь и многочисленные прослои пеплового материала, а в стороны новейших вулканических зон замещаются пирокластическими и эффузивными образованиями. Эти зоны представляют собой удлиненные вулканотектонические впадины, перекомпенсированные мощной аккумуляцией продуктов наземных извержений (с северо-запада на юго-восток): зона Срединного хребта, зона Центральной депрессии (Ключевская), Восточная и Южная.

К раннему плиоцену во всех зонах, кроме Центральной, относятся извержения субщелочных базальтовых лав и количественно подчиненных им дацитовых игнимбритов, образующих контрастную вулканическую ассоциацию (до 0,5–1 км в Срединной зоне). После кратковременной паузы, сопровождавшейся общим поднятием, извержения продуктов контрастного, а местами андезитового состава возобновились в позднем плиоцене. В эоплейстоцене и начале плейстоцена происходили мощные базальтовые излияния (мощность лав до 0,4–0,7 км) и образовались крупные щитовые вулканы центрального типа и лавовые плато с ареальными извержениями. В дальнейшем в среднем, позднем плейстоцене и голоцене вулканическая активность сохранялась в Восточной и Южной зонах, усиливалась в центральной зоне и постепенно сошла на нет в зоне Срединного хребта.

В этот период на Камчатке действовали многочисленные (более 250) полигенные вулканы (из них 28 сохраняют активность) и возникло более 2 тысяч мелких моногенных конусов. Большинство вулканов извергало лавы и отчасти пирокластику базальтового и андезитобазальтового состава и питалось из магматических очагов, расположенных в верхах мантии на глубинах более 30–40 км, главным образом в фазы усиления растяжения и повышения проницаемости глубоких магмовыводящих разломов и трещин. К числу подобных вулканов принадлежат, в частности, Ключевской, Толбачик, Кроноцкий и многие другие. Значительно меньше вулканов извергало лавы и пирокластику базальт-андезит-дацитового и андезит-дацит-липаритового состава и питалось из промежуточных или даже самостоятельных внутрикоровых очагов, в которых происходила дифференциация магматических расплавов. Общая площадь, покрытая четвертичными вулканами Камчатки, по подсчетам В.А.Ермакова, превышает 50 тыс. км<sup>2</sup>, их объем составляет около 18 тыс. км<sup>3</sup>, из них на породы среднего и кислого состава приходится лишь 2,2 тыс. км<sup>3</sup>, т.е. 12%. В северном



сегменте Камчатки новейшие наземные вулканиты развиты весьма ограниченно, а в Олюторском сегменте плейстоценовые вулканические образования базальтового, андезитового и дацитового состава мощностью до 1–1,5 км слагают два обширных поля общей площадью 15 тыс. км<sup>2</sup>.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

О геологическом развитии Камчатско—Олюторской системы в допозднемеловое время мы располагаем фрагментарными данными. Ее юго—западная часть, по—видимому, уже в раннем докембрии обладала корой континентального типа и входила в состав обширного Охотско—Южнокамчатского массива, отколотого от фундамента Сибирской платформы при заложении Юдомо—Майского (Южно—Верхоянского) и других позднепротерозойских авлакогенов и геосинклинальных прогибов. В северо—восточной части системы, напротив, уже в позднем рифее существовала кора океанического типа, принадлежавшая либо к окраине ложа древнего Тихого океана, либо к одной или нескольким зонам с меланократовым фундаментом, возникшим в результате деструкции и раздвигов более древней континентальной коры. В палеозое в юго—западной части Камчатки раннедокембрийский метаморфический фундамент был перекрыт вулканогенно—осадочным чехлом умеренной мощности, слабо деформированным, но подвергшимся зональному метаморфизму в конце палеозоя или раннем мезозое. О развитии большей, северо—восточной части системы на протяжении палеозоя и большей части мезозоя почти ничего не известно, однако по аналогии с соседней Корякской системой можно предполагать, что ее допалеозойское основание покрывалось вулканогенно—осадочными толщами и неоднократно подвергалось тектоническим деформациям.

В конце раннего — начале позднего мела кора большей восточной части системы, по—видимому, испытала растяжение и подверглась деструкции, возможно, вплоть до возникновения новых зон с корой океанического типа. В относительно глубоководных условиях происходили излияния базальтов и накопление кремнистых осадков, постепенно сменившиеся накоплением туфогенно—лавовых толщ андезитобазальтового состава. С запада (с Охотоморского массива?) в этот вулканоактивный эвгеосинклинальный прогиб (палеогеографически, скорее всего представлявший окраинное море) сносился обильный терригенный материал; другое, менее значительное поднятие, размывавшееся в сеноне, обрамляло прогиб с северо—востока.

В палеоцене (?) и среднем эоцене Камчатско—Олюторская система пережила фазы деформаций сжатия, в ходе которых возникла покровная структура Западно—Олюторской и северной части Западно—Камчатской антиклинальной зоны (с надвиганием шарьяжей с юго—востока), а также чешуйчато—надвиговая структура (с надвигами к востоку) в Восточно—Камчатской антиклинальной зоне и антивергентная — в служащей ее северным продолжением Говенской подзоне южной Корякии.

Уже в палеоцене—раннем эоцене в Камчатско—Олюторской системе возникли внутренние зоны поднятия и размыва. После среднеэоценовой фазы сжатия на протяжении позднего эоцена, олигоцена и большей части миоцена в западной и восточной частях системы возобновилось развитие прогибов, заполнявшихся соответственно существенно терригенным и терригенно—вулканогенным материалом. В центральной части системы обособилось широкое

поднятия, однако в дальнейшем в его осевой зоне стал развиваться еще один вулканоактивный прогиб.

Позднемиоценовая фаза сжатия, сопровождавшегося общим поднятием, завершила формирование складчато-надвиговой структуры всей рассматриваемой системы и, в частности, ее Западно- и Восточно-Камчатской антиклинальных зон, которые в дальнейшем проявляли себя лишь как зоны сводово-блокового воздымания.

В плиоцене и антропогене сжатие сменилось несколькими импульсами горизонтального растяжения и раздробления коры, в ходе которого обособился ряд горстообразных поднятий и линейно вытянутых преимущественно грабеобразных впадин, заполнявшихся продуктами мощных субаэральных, существенно базальтовых извержений и реже терригенно-вулканогенным или терригенным материалом. Южная и восточная вулканические зоны Камчатки служат непосредственным продолжением вулканической зоны Большой Курильской гряды, Центральный грабен Камчатки с приуроченной к нему Ключевской вулканической зоной, согласно В.А.Ермакову, является северным продолжением Южно-Охотской (Курильской) глубоководной котловины, и лишь вулканотектоническая депрессия Срединного хребта не продолжается за пределы среднего, наиболее вулканоактивного поперечного сегмента Камчатки.

Полезные ископаемые Камчатско-Олюторской системы изучены пока недостаточно. С верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми сериями связаны проявления меди, железа и марганца, с ультрабазитами — хромитовые, с телами габбро-норитов — медно-никелевые рудопроявления, с докембрийскими гнейсовыми комплексами — минерализация золота. С плиоцен-четвертичными вулканитами в зонах их гидротермальной переработки связаны месторождения и проявления меди, полиметаллов, мышьяка, ртути, висмута, сурьмы, а также серы, пемзы, перлитов и различных строительных материалов. К палеогеновым и миоценовым отложениям Западно-Камчатской зоны приурочены залежи каменных, а к плиоценовым — бурых углей. В кайнозойских отложениях Западной Камчатки давно известны естественные нефтепроявления, однако поисковые работы пока не привели к выявлению нефтегазовых месторождений.

С вулканогидротермальными системами, особенно в южной части Камчатки, связаны большие ресурсы природного тепла, освоение которых едва начинается (Паужетская ТЭЦ на базе использования перегретого пара).

#### **ЛОЖЕ БЕРИНГОВА МОРЯ, КОМАНДРО-АЛЕУТСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА И АЛЕУТСКИЙ ЖЕЛОБ**

Геологическое строение дна Берингова моря и обрамляющих его с юга Командоро-Алеутской островной дуги и Алеутского глубоководного желоба привлекает в последнее время большое внимание как ввиду его важности для решения теоретических проблем, так и в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности мелководной северной части этого региона. В его рельефе к югу от побережья северо-восточной Азии и северо-западной части Северной Америки выделяются следующие основные зоны: 1) шельф северной части Берингова моря, узкий у побережий Северной Камчатки и Корякского нагорья и очень широкий к югу от Чукотского полуострова и к юго-западу от Аляски с

о-вами Св. Лаврентия, Нунивак и др.; 2) узкий и крутой континентальный склон между шельфом и глубоководными котловинами южной части Берингова моря; 3) обширная Алеутская котловина шириной 400–800 км с плоским дном на глубинах от 3 до 4 км; 4) S-образная в плане узкая зона подводных хребтов Ширшова и Бауэрс с глубинами дна в их осевых частях от 0,2 до 2 км, протягивающаяся от Олюторского полуострова на северо-западе до средней части Алеутской дуги на юго-востоке; 5) котловины Командорская и Бауэрс шириной от 50 до 400 км с относительно плоским дном и глубинами 3–4 км; 6) выпуклая к югу дугообразная гряда Командорских (о-ва Беринга и Медный) и Алеутских островов длиной более 2500 км (а с п-овом Аляска — около 3500 км), простирающаяся от восточного побережья Средней Камчатки до южной части Аляски; острова средней и восточной частей Алеутской гряды увенчаны действующими и потухшими вулканами; 7) Алеутский глубоководный желоб с глубинами до 6–7,8 км, смыкающийся на западе с подходящим к нему под острым углом (около 60°) Курило-Камчатским; 8) Приалеутский краевой вал ложа Тихого океана, переходящий на западе, на участке стыка глубоководных желобов, в более широкую подводную возвышенность Обручева с глубинами от 1,5 до 3–4 км.

Этим геоморфологическим зонам соответствуют тектонические зоны разного возраста, отличающиеся структурными особенностями верхних частей земной коры, глубинного строения и геофизических полей (см. рис. 37). В северо-восточной части шельфа Берингова моря находится Эскимосский срединный массив с докембрийским фундаментом, частично расположенный также в пределах Северо-Восточной и Западной Аляски (массив Сьюорд). К югу от Берингова пролива на фундамент массива наложена впадина Нортон глубиной до 1–2 км. С юга к Эскимосскому массиву примыкает северо-восточное продолжение Охотско-Чукотского мелового вулканоплутонического пояса, частично обнажающегося на о. Св. Лаврентия. Этот пояс на востоке оканчивается, не достигая берегов Аляски.

Широкую южную часть шельфа занимают дугообразные выпуклые к югу складчатые зоны, связывающие складчато-покровную позднемезозойскую систему Корякского нагорья и одновозрастные зоны Южной Аляски. Эта Корякско-Аляскинская складчатая система повсеместно несогласно перекрыта пологозалегающим чехлом кайнозойских (начиная с палеоцена) терригенных и кремнистых (диатомиты) отложений мощностью от 0,5–1 до 6,7 км в самой глубокой Наваринской впадине, расположенной непосредственно к востоку от

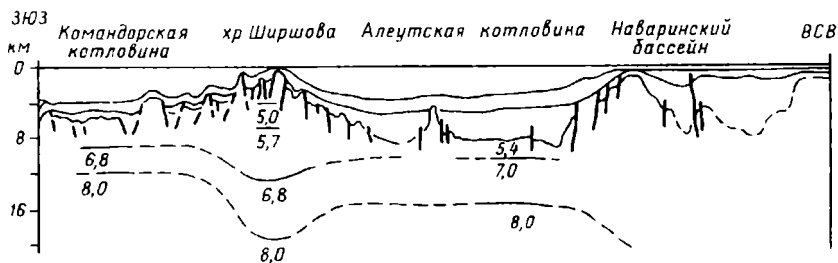


Рис. 44. Сводный сейсмический разрез через глубоководные впадины Берингова моря (по Н.А. Богданову, Ю.П. Непрочнову, 1988)

Корякского нагорья. С этими отложениями связываются перспективы нефтегазоносности Берингоморского региона.

С континентальным склоном, ограничивающим Берингоморской шельф с юга, совпадает зона быстрого выклинивания к югу геофизического “гранито-метаморфического слоя” и резкого уменьшения общей мощности коры от 30–25 до 13–12 км в Алеутской глубоководной впадине, обладающей корой субокеанического типа (рис.44). Мощность осадков (кайнозойских, меловых, а возможно, и более древних) в ее центральной части составляет 4–5 км, а в периферических зонах возрастает до 7–9 и даже 11 км (у подножия хр. Бауэрс). Под осадочной толщей погребены отдельные субмеридиональные гряды в кровле акустического фундамента, сложенного базальтами второго слоя океанической коры, относительной высотой до 2–2,5 км. Мощность второго и третьего слоев океанической коры составляет от 7 до 10 км (в пределах гряд).

В магнитном поле котловины выделяется ряд субмеридиональных линейных аномалий, обычно считающихся неокомскими (с относительным удревнением к западу), но, возможно, более древних. Эта система аномалий “срезается” на севере системой линейных магнитных аномалий субширотного и юго-западного простирания, свойственных погребенным под чехлом кайнозойских осадков шельфа поздним мезозоидам Корякско-Аляскинской складчатой системы. Создается впечатление, что она была надвинута к югу на ложе Алеутской впадины (или последняя была поддвинута под нее).

Величина теплового потока в Алеутской котловине лишь немного превышает ее среднее значение. Почти общепринято мнение о том, что Алеутская впадина первоначально представляла собой крайний участок ложа Тихого океана, который был позднее “отрезан” от его основной части при заложении Алеутской островной дуги (в позднем мелу или, может быть, в более раннее время).

Зона подводных хребтов Ширшова и Бауэрс состоит из двух асимметричных глыбовых поднятий, возникших между разновозрастными и имеющими разное происхождение субокеаническими впадинами. В отличие от них кора этих поднятий обладает довольно значительной мощностью (около 25 км в поднятии Бауэрс и 18–20 км в поднятии Ширшова) и имеет субконтинентальный или даже континентальный характер. В обоих поднятиях выше границы М выделяются “базальтовый слой” (с  $V_p = 6,8-7,2$  км/с) и “гранито-метаморфический слой” (с  $V_p = 5,7-6,0$  км/с) мощностью соответственно 6–15 и 6–8 км. Примечательно, что восточная часть хр. Ширшова по крайней мере до глубин 4–5 км сложена немагнитными породами. Верхнюю часть разреза осевой части этого поднятия мощностью в несколько километров слагают базальты, излившиеся в подводных условиях, и глубоководные кремнистые породы сенонско-палеоценового возраста (по радиоляриям), т.е. образования, сходные по возрасту и составу с породами, слагающими поднятие Олюторского хребта, лежащее на северном продолжении поднятия Ширшова. На восточном его крыле они ступенчато погружаются в сторону Алеутской впадины, перекрываясь кайнозойскими осадками.

Западное крыло поднятия Ширшова, по данным драгирования, слагают сильно тектонизированные и милонитизированные габброиды, полосчатые амфиболиты, долериты, а также базальты олигоценового и среднемиоценового возраста (36 и 17 млн лет), несогласно перекрытые терригенными отложениями верхнего (?) миоцена. По мнению Н.А.Богданова и Ю.П.Непрочнова, возник-

новение поднятия Ширшова было связано с надвиганием западного края блока Алеутской впадины на блок Командорской впадины (или поддвигом второго под первый) скорее всего между средним и поздним миоценом. Судя по наличию платообразных поверхностей на оси хребтов Ширшова и Бауэрс, оба они временно выходили из-под уровня океана и подвергались абразии, а затем вновь опустились на несколько сотен—тысячу метров.

Командорская впадина, имеющая в плане серповидную форму, подобно Алеутской обладает корой субокеанического типа, но отличается меньшей общей мощностью (8–9 км) и, в частности, гораздо меньшей мощностью осадочного слоя (0,5–2 км), сложенного миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными преимущественно глубоководными кремнисто-терригенными отложениями (переслаивание диатомитов, турбидитов, песчаников, глин и пеплов). Они налегают на резко расчлененную субмеридиональными грядами и ложбинами поверхность акустического фундамента, представленного, судя по результатам глубоководного бурения, олигоценными (29,6 млн лет), а в более западной части впадины, возможно, и миоценовыми базальтами (см. рис. 44). Магнитное поле характеризуется наличием линейных аномалий субмеридионального, а в южной части впадины — юго-восточного простирания, параллельных грядам в рельефе фундамента. Тепловой поток очень высок (120–250 мВт/м<sup>2</sup>) и в 2–4 раза превышает его среднеземные значения.

Приведенные данные позволяют рассматривать Командорскую впадину в качестве области сильного растяжения и новообразования океанической коры в течение олигоцена — среднего миоцена в процессе спрединга, сосредоточенного в ее средней части или, скорее, рассеянного в ряде узких зон, и последующего некомпенсированного погружения. По-видимому, под этой впадиной располагался в кайнозое активно растущий и расширяющийся горячий мантийный диапир.

До образования Командорской впадины район современного поднятия Ширшова, вероятно, располагался значительно ближе к Камчатке, чем ныне, и его южная часть, возможно, в позднем мелу — эоцене временами служила источником терригенного, в том числе субаркозового материала, приносившегося с востока в зону Восточных полуостровов Камчатки.

Впадина Бауэрс, полуотделенная от впадины Ширшова участком пережима, имеет, вероятно, сходное с ней строение и происхождение.

Командоро-Алеутская островная дуга представляет собой узкое, но протяженное глыбовое поднятие, сложенное на поверхности вулканическими и туфогенно-осадочными кайнозойскими образованиями. Мощность коры, имеющей континентальный или субконтинентальный характер, достигает в ее восточной части 30, а в западной — 25 км, из которых до 10 км приходится на геофизический “гранитный слой”. Командоро-Алеутской гряде свойственны крупные линейные магнитные аномалии, причем зона наиболее крупного максимума приурочена к ее южному крылу.

Геологические исследования Командорских островов были начаты И. Морозевичем и продолжались Ю.В. Жегаловым, А.В. Горячевым, М.Н. Шапиро и О.А. Шмидтом. В виде обломков и ксенолитов в кайнозойских эруптивных брекчиях и лавах присутствуют обломки перидотитов, пироксенитов, серпентинитов, расслоенных габброидов, указывающих на заложенные дуги на древней океанической коре, а также яшм с радиоляриями позднепалеозойского и мезозойского возраста. Не исключено, что выходы ультрабазитов и габброидов

на п-ове Камчатский мыс отвечают выступу меланократового фундамента на западном окончании Командоро-Алеутской дуги. Мощность не вскрытых мезозойских и, возможно, палеозойских (?) образований в ее пределах может достигать 6–8 км. Видимый разрез Командорских островов представлен главным образом туфами, туфобрекчиями и реже лавами базальтового, андезитового и липарито-дацитового состава, а также туфогенно-обломочными породами (туфоконгломератами, туфопесчаниками), песчаниками, диатомидами мелководно-морского происхождения общей мощностью 4 км; большая их часть принадлежит, судя по остаткам фораминифер, эоцену, олигоцену и нижнему миоцену, а несогласно залегающая верхняя толща субаэральных вулканитов базальтового, андезитового и дацитового состава (0,5 км) — плиоцену. Эти образования на обоих Командорских островах слагают моноклинали, разбитые поперечными сбросами, и прорываются интрузиями палеогранитов и кварцевых диоритов олигоценового возраста (рис. 45).

Разрез кайнозойских образований Алеутских островов в целом близок к Командорскому, но отличается большей мощностью и наличием (за исключением самых западных, Ближних островов) четвертичных, в том числе действующих, вулканов. Пологое залегание слоев и здесь нарушено, главным образом продольными и поперечными сбросами, разбивающими гряды на ряд частных горстов и грабенов. Таким образом, в кайнозое поднятие островной дуги происходило в условиях растяжения. С юга она ограничена Алеутским глубоководным желобом, в пределах крутого, осложненного сбросами северного крыла которого кора резко сокращается в мощности до 8–9 км и приобретает океанический характер. На северном крыле бурением вскрыты деформированные плиоцен-четвертичные, а в пределах плоскодонной осевой зоны — горизонтально залегающие четвертичные осадки. От оси Алеутского желоба в сторону гряды и Берингова моря до глубины в 200 км погружается Алеутская сейсмофо-

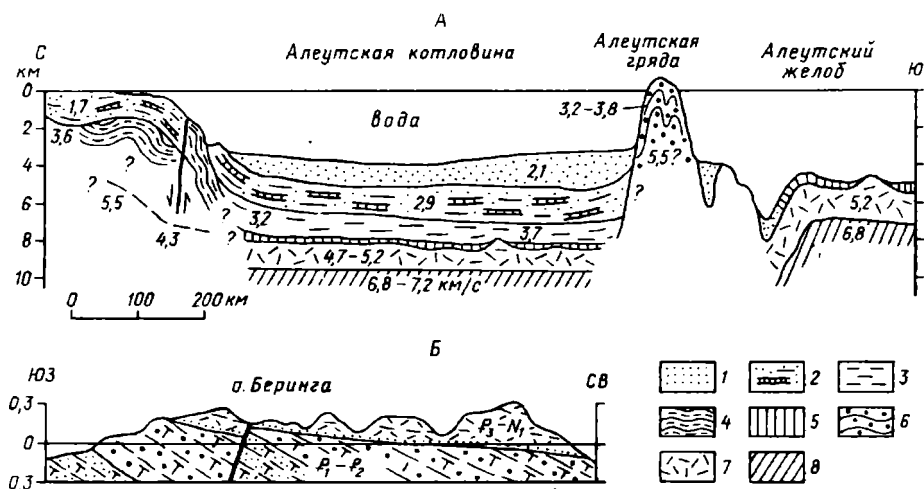


Рис. 45. Геологические разрезы Командоро-Алеутской и Курильской гряды:

А — разрез через Алеутскую островную систему (по Sholl et al., 1975): 1 — турбидиты; 2 — терригенные пелагические осадки; 3 — терригенные осадки; 4 — флишевые толщи; 5 — пелагические отложения; 6 — осадочные, вулканические и плутонические породы островной дуги; 7 — 2-й слой океанической коры; 8 — 1-й слой океанической коры; Б — поперечный разрез через о. Беринга (по О.А.Шмидту, 1978, с упрощениями)

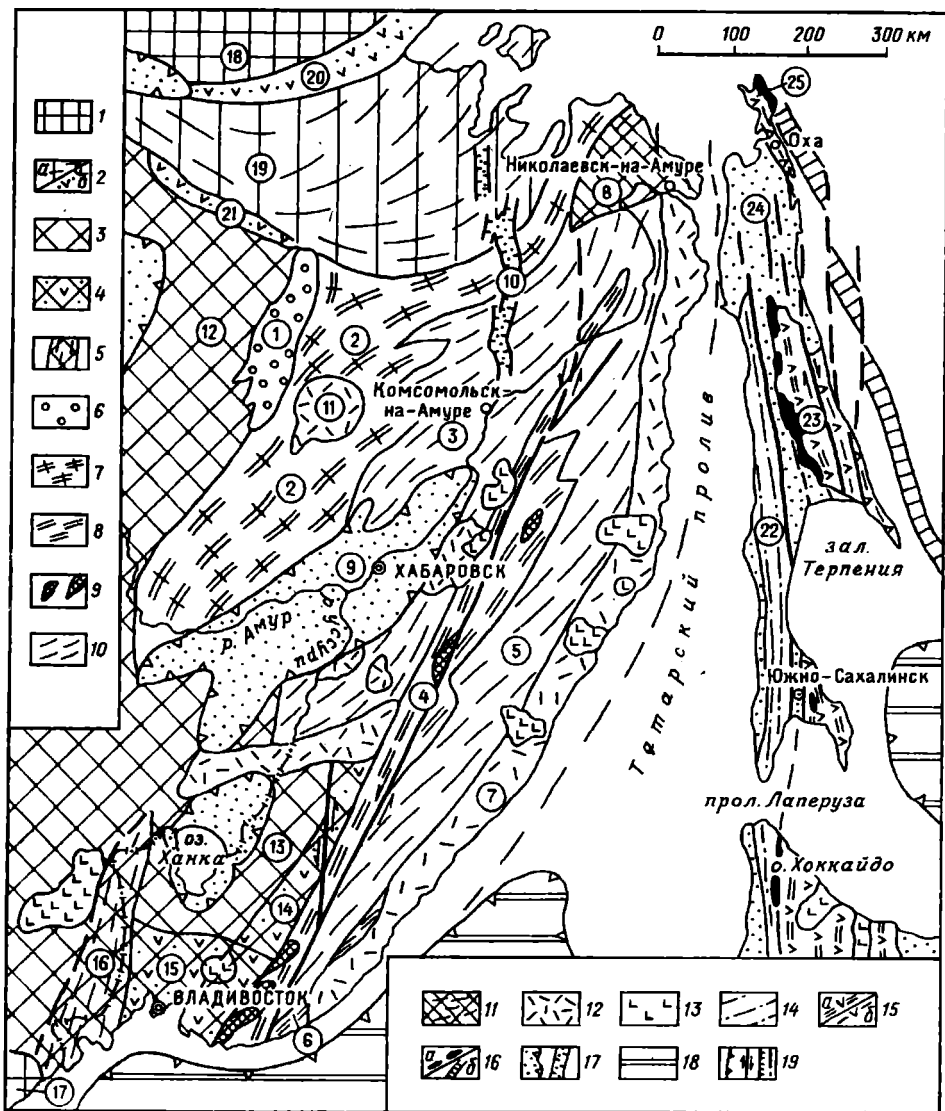


Рис. 46. Схема тектонического строения Сихотэ-Алинской и Сахалинской областей:

1 - щиты древних платформ; 2 - герцино-позднекimmerийские складчатые зоны (а) и краевые прогибы (б) Амуро-Охотского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса; 3-5 - Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область: 3 - приподнятые метаплатформенные массивы; 4 - краевые участки Ханкайского массива, подвергшиеся опусканиям и тектономагматической переработке в палеозое и мезозое; 5 - Западно-Приморская авлакогосинклинальная палеозойская складчатая зона; 6-18 - Тихоокеанский подвижный пояс: 6-13 - Сихотэ-Алинская позднемезозойская складчатая область: 6 - Буреинский краевой прогиб; 7 - Хингано-Буреинский мегантиклинорий, сложенный протерозойскими, палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями; 8 - Сихотэ-Алинский и Прибрежный антиклинорий, сложенные верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями; 9 - блоки метаморфического фундамента в зоне Сихотэ-Алинского антиклинория; 10 - синклиниорий, в основном выполненные юрскими и меловыми отложениями; 11 - гипотетический Тахтинский массив с мезозойским пологоскладчатым чехлом; 12 - сенонско-палеогеновый Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс и синхронные ему наложенные вулканические структуры; 13 - плиоцен-четвертичные базальтовые покровы; 14 -17 - Сахалинско-Хоккайская кайнозойская складчатая система; 14 - Западно-Сахалинская мезео-синклинальная зона, испытывавшая складчатость в неогене;

кальная зона, однако ее наклон в западной части дуги значительно более крут, чем наклон Курило–Камчатской.

Согласно модели тектоники плит предполагается, что первоначально происходил подвиг (субдукция) литосферы Тихого океана, относительно перемещавшейся в северо–северо–западном направлении, под всю Командоро–Алеутскую дугу. После того как это направление сменилось на запад–северо–западное, субдукция продолжается лишь в восточной половине Алеутского желоба, тогда как в его западной половине, имеющей запад–северо–западное простирание, вдоль оси желоба происходит левосторонний сдвиг. С прекращением субдукции в неогене, согласно этой модели, связывается отсутствие четвертичного вулканизма в западной половине Командоро–Алеутской островной дуги. Существуют, однако, и другие представления о геодинамике Командоро–Алеутской дуги (например, модель О.А.Шмидта).

Подводная возвышенность Обручева, расположенная к югу от самого западного (Прикомандорского) участка Алеутского желоба, по данным глубоководного бурения в ее северо–западной части сложена кайнозойскими осадками (1 км), в нижней части — прибрежно–мелководными, подстилаемыми толщей щелочных и толеитовых базальтов маастрихтского возраста, несущих в кровле следы латеритного выветривания. В юго–восточной, наиболее мелководной (1,5–2,5 км) части возвышенности, лишенной осадочного покрова, драгированием обнаружены докембрийские (?) гнейсы, гранитогнейсы, кварциты, сланцы и амфиболиты, зеленокаменно–измененные кремнисто–вулканогенные породы основного состава (верхний мел?), туфогенно–терригенные и кислые вулканогенные породы, в том числе игнимбриты (эоцен–неоген?) и приуроченные к вершине возвышенности свежие лавы и туфы базальтов и андезитов (плиоцен–антропоген?). По мнению Б.И.Васильева, эти образования хорошо коррелируются с соответствующими комплексами пород юго–восточной Камчатки; это позволяет предполагать, что возвышенность Обручева, как и некоторые участки вала Зенкевича, представляют собой фрагменты восточной части Курило–Камчатской геосинклинальной области с корой переходного типа, отделенные от нее в позднем кайнозое в результате заложения глубоководного желоба и блоковых опусканий земной коры.

### **СИХОТЭ–АЛИНСКАЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА**

Эта система занимает область среднего и нижнего Приамурья и Приморья

15 - Восточно–Сахалинская эвгеосинклинальная зона, испытывавшая складчатость в конце мела: а - триас–сеноманский комплекс; б - верхнемеловой комплекс; 16 - офиолитовые комплексы на поверхности (а) и погребенные, предполагаемые по геофизическим данным (б); 17 - неоген–четвертичные впадины, грабены и прогибы во всех тектонических зонах; 18 - глубоководные впадины окраинных морей; 19 - разломы типа надвигов, сдвигов, сбросов и без расчленения.

Цифрами в кружках обозначены: 1 - Буреинский краевой прогиб; 2 - Буреино–Хинганский мегантиклинорий; 3 - Нижнеамурский синклинорий; 4 - Главный Сихотэ–Алинский антиклинорий; 5 - Восточно–Сихотэалинский синклинорий; 6 - Прибрежный (Тетюхинский) антиклинорий; 7 - Восточно–Сихотэалинский вулканический пояс; 8 - Тахтинский массив; 9 - Среднеамурская впадина; 10 - Тугурская зона грабенов; 11 - Баджальская вулканотектоническая впадина; 12 - Буреинский метаплатформенный массив; 13 - Ханкайский метаплатформенный массив; 14 - Арсеньевская зона; 15 - Южно–Приморская зона; 16 - Западно–Приморская авлакогеосинклинальная складчатая зона; 17 - Китайско–Корейская платформа; 18 - Алдано–Становой щит; 19 - Амуро–Охотская складчатая система; 20 - Зейско–Удский краевой прогиб; 21 - Селемджинский краевой прогиб; 22 - Западно–Сахалинская складчатая зона; 23 - Восточно–Сахалинская складчатая зона; 24 - Северо–Сахалинский поперечный прогиб; 25 - Охинское поднятие



от восточных краев Буреинского и Ханкайского массивов Буреинно–Дунбэйской метаплатформенной области до западного побережья Японского моря и его северной части — Татарского пролива. Длина системы (с юго–юго–запада на север–северо–восток) свыше 1900 км, ширина 300–500 км. Орографически она выражена средневысотными хребтами северо–северо–восточного простирания высотой до 1,5–2,1 км — Буреинским, Баджальским, Малохинганским на западе, Сихотэ–Алинским на востоке и разделяющей их депрессионной зоной, занятой мелководным оз. Ханка, долиной вытекающей из него и впадающей в Амур р. Сунгари и долиной среднего и нижнего течения Амура.

Геологическое изучение Сихотэ–Алинской области началось незадолго до Октябрьской революции. Первые шаги в ее изучении связаны с именами Э.Э.Анерта и А.Н.Криштофовича. В послевоенные десятилетия существенный вклад в ее исследование внесли труды Н.А.Беляевского, И.И.Берсенева, И.П.Васильковского, В.Н.Верещагина, Б.А.Иванова, Л.И.Красного, П.Н.Кропоткина, Е.А.Радкевич, С.А.Салуна, М.А.Фаворской, Ф.К.Шипулина и новейшие работы А.А.Врублевского, А.О.Мазаровича, Н.Г.Мельникова, Ю.Н.Олейника.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В строении Сихотэ–Алинской системы различаются три основных структурных комплекса: 1) протерозойско–кембрийский фундамент, 2) среднепалеозойско–меловой (досенонский) геосинклинальный (и отчасти сингеосинклинальный) комплекс, в котором более или менее отчетливо различаются средне– и позднепалеозойский и мезозойский этажи и 3) сенонско–кайнозойский постгеосинклинальный комплекс. С запада на восток в складчатой структуре геосинклинального комплекса, формирование которой завершилось в середине позднего мела, выделяются пять основных тектонических зон: Хингано–Буреинский антиклинорий, Амуро–Уссурийский (Западно–Сихотэалинский) синклинорий, Главный Сихотэ–Алинский антиклинорий, Восточно–Сихотэалинский синклинорий и Прибрежный антиклинорий. Шарниры этих зон воздымаются к югу и погружаются к северу (рис. 46).

*Хингано–Буреинский*<sup>1</sup> (*Баджальский, Амгунский*) антиклинорий в своей более приподнятой южной половине примыкает к Буреинскому массиву, отделяясь от него Хингано–Тасхаяхтахским разломом. Некоторые исследователи рассматривают эту зону как восточную часть Буреинского массива, переработанную палеозойскими и мезозойскими погружениями и складчатыми деформациями. На ее принадлежность к мезозойской складчатой области указывает, однако, наличие к западу от нее Буреинского прогиба, наложенного на северо–восточный край Буреинского массива. Этот прогиб выполнен мощными терригенными отложениями юры и угленосными молассами мела. Снос обломочного материала в него шел с востока, а ось погружения в ходе развития прогиба смещалась к западу. Эти данные позволяют рассматривать его в качестве краевого прогиба, возникшего у западного края Хингано–Буреинского мезозойско–складчатого сооружения.

В своей северной половине Хингано–Буреинский антиклинорий, постепенно суживаясь и погружаясь к северо–востоку, смыкается на северо–западе с

<sup>1</sup> Название образовано от Буреинского хребта и хр. Малый Хинган в южной части этой зоны.

самым восточным, Удско–Шантарским, участком Амуро–Охотского сегмента Урало–Монгольского пояса и доходит до Охотского моря. Основание разреза антиклинория в его южной части слагают метаморфические толщи нижнего протерозоя, сходные с таковыми Буреинского массива, слабометаморфизованные верхнепротерозойские и нижнекембрийские образования, а также раннепалеозойские гранитоиды. Этот фундамент несогласно перекрыт мощными существенно терригенными отложениями девона–перми, местами прорванными телами позднепалеозойских гранитоидов. Палеозойский этаж в свою очередь несогласно перекрывается терригенными и отчасти вулканогенными толщами поздне триасового, юрского и валанжинского возраста, образующими пологие линейные и брахиморфные складчатые структуры, наложенные на складчатые структуры умеренной интенсивности в палеозойском этаже. Выше несогласно на разных горизонтах мезозоя и палеозоя залегают наземные молассы и вулканы андезитового состава баррема–альба и отчасти верхнего мела, выполняющие ряд брахисинклиналей и субизометричную Баджальскую мульду. Все эти образования прорываются многочисленными телами поздне-меловых гранитоидов.

Таким образом, Хингано–Буреинская зона, сформированная на байкальском фундаменте восточной окраины Буреинского массива, была вовлечена в девоне в значительные опускания, продолжавшиеся до перми включительно, затем подверглась складчатым деформациям, а в позднем триасе–начале мела вновь испытала опускания, завершившиеся слабой складчатостью, становлением гранитоидных массивов и формированием наложенных впадин.

Широкий (100–200 км) Амуро–Уссурийский, или Западно–Сихотэалинский, синклинорий ограничен с запада и востока Хингано–Буреинским и Главным Сихотэ–Алинским антиклинориями. На севере, в связи с погружением и выклиниванием последнего, он сливается с Восточно–Сихотэалинским синклинорием, а на юге (на территории КНР) замыкается, “утыкаясь” в выступ фундамента Ханкайского массива. Строение южного окончания синклинория замаскировано обширной наложенной Среднеамурской кайнозойской впадиной. Амуро–Уссурийский синклинорий сложен очень мощными преимущественно терригенными, а также кремнистыми и вулканогенными образованиями пермского, триасового, юрского и мелового (до турона включительно) возраста, смятыми в интенсивно или умеренно сжатые линейные складки и местами прорванными позднемеловыми гранитоидами. Перерывы и угловые несогласия в основании верхнего триаса и апта указывают на фазы сжатия и поднятия перед поздним триасом и в неокOME, предшествовавшие завершающей складчатости в середине позднего мела.

На северном окончании синклинория, близ Сахалинского залива Охотского моря, С.А.Салун предположительно намечает небольшой Тахтинский массив, перекрытый наземными сенонскими и кайнозойскими вулканиками северной части Восточно–Сихотэалинского вулканического пояса. На южном продолжении восточного крыла Амуро–Уссурийского синклинория, между Главным Сихотэ–Алинским антиклинорием и Ханкайским массивом прослеживается узкий в северной части, но расширяющийся к югу Арсеньевский (Даубихинский) грабен–синклинальный прогиб, наложенный на восточный и южный края Ханкайского массива и в основном выполненный умеренно деформированными девонскими, пермскими, триасовыми и юрскими вулканогенными и осадочными образованиями.

Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий протягивается от зал. Петра Великого на юге до 50° с.ш. (широты г. Комсомольск-на-Амуре) на севере, где слагающие его отложения погружаются под меловые образования смежных синклиналий. Согласно традиционным представлениям, южная часть антиклинория в основном сложена средне- и главным образом верхнепалеозойскими вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями с линзами известняков, несогласно перекрываемыми в его северной части вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями триасового, юрского и отчасти нижнемелового возраста. Новейшие исследования (А.О.Мазарович, Н.Г.Мельников и др.) показали, однако, что многие отложения, принимавшиеся в южной части антиклинория за коренные образования палеозоя, представ-

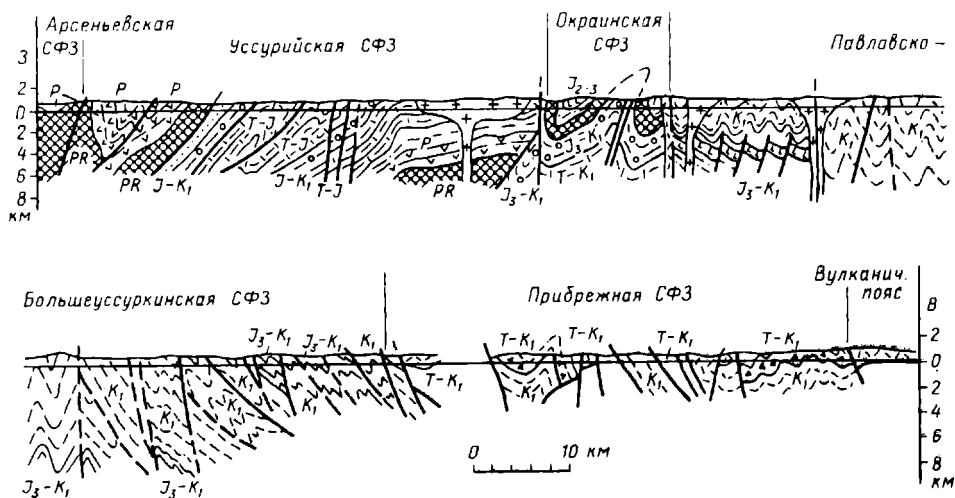


Рис. 47. Геологический разрез через южную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы (по А.А.Врублевскому, 1987, с упрощениями).

Уссурийская и Окраинская структурно-фациальные зоны (СФЗ) соответствуют Главному Сихотэ-Алинскому антиклинорию, Павловско-Большеуссуринская зона — Восточно-Сихотэалинскому синклиорию, Прибрежная — одноименному антиклинорию принятой в этой книге схемы

ляют собой нижнемезозойские олистостромовые толщи, включающие пластины, блоки и обломки средне- и верхнепалеозойских карбонатных и кремнистых пород.

В строении южной части антиклинория принимают участие также чешуи и блоки гипербазитов, габброидов, диоритов, плагиигранитов, гнейсов, амфиболитов, метаморфических сланцев и серпентинитовый меланж, свидетельствующие о присутствии фрагментов доверхнепалеозойского, а возможно, и докембрийского меланократового фундамента. Палеозойские (?) и мезозойские отложения в Главном Сихотэ-Алинском антиклинории смяты в сильно сжатые, нередко опрокинутые линейные складки предсенонского возраста, осложненные взбросами, надвигами и тектоническими покровами, и прорваны юрскими, раннемеловыми и главным образом позднемеловыми интрузиями (рис. 47). С востока антиклинорий ограничен Сихотэ-Алинским разломом с крутым западным падением сместителя, а с запада — падающим на восток Арсеньевским разломом. Центральносихотэалинский разлом имеет кроме

взбросо-надвиговой значительную (порядка 100 км) левосдвиговую компоненту. Крупный меридиональный Фудзино-Иманский сдвиг косо пересекает южную часть антиклинория. Наиболее приподнятые и относительно рано консолидированные самые южные участки Главного Сихотэ-Алинского антиклинория и Арсеньевского грабен-синклинория частично перекрыты несогласно залегающими слабдеформированными меловыми и кайнозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, выполняющими наложенные впадины.

*Восточно-Сихотэалинский синклинорий*, граничащий на западе с Главным Сихотэ-Алинским антиклинорием, расширяется к северу до 100–150 км, а на юге выклинивается, и здесь обрамляющий его с востока Прибрежный антиклинорий непосредственно сближается с Центральносихотэалинским. Синклинорий выполнен мощными кремнисто-терригенными, а в верхней части терригенными флишоидными отложениями триасового, юрского и мелового (до тулона включительно) возраста, смятыми в сильно сжатые линейные складки, вытянутые в северо-восточном направлении под острым углом к общему простиранию синклинория и Центральносихотэалинского разлома, и прорванными телами позднемеловых гранитоидов. На большей части протяжения синклинория его восточное крыло скрыто под несогласно залегающими сенонскими и палеогеновыми вулканитами Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса.

*Прибрежный (Тетюхинский) антиклинорий* прослеживается лишь в самой южной части Сихотэ-Алиния, а севернее постепенно скрывается под вулканитами Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. В Прибрежном антиклинории обнажаются карбонатно-кремнистые отложения карбона и перми, а также кремнисто-терригенные и отчасти вулканогенные толщи триаса и юры, смятые в сильно сжатые, опрокинутые на северо-запад складки, срезанные надвигами со смещением масс к северо-западу. Антиклинорий надвинут по Прибрежному разлому на Восточно-Сихотэалинский синклинорий. В целом позднемезозойское сооружение Сихотэ-Алиния обладает синвергентной складчато-надвиговой структурой с опрокидыванием складок в восточной части к западу, а в западной — к востоку.

Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс представляет собой полосовидную зону развития наземных кислых и средних вулканических образований верхнесенонского и в меньшей мере — основных, средних и кислых вулканитов палеогенового и миоценового возраста общей мощностью в несколько километров, несогласно залегающих на складчатом позднемезозойском (досенонском) складчатом комплексе Сихотэ-Алиния и прорванных тремя генерациями интрузий среднего и кислого состава предпалеогенового и палеогенового возраста. Пояс вытянут под острым углом к простиранию складчатых зон этой системы, и его образования перекрывают на юге Прибрежный антиклинорий, а севернее — Восточно-Сихотэалинский и на самом севере — Западно-Сихотэалинский синклинорий. Восточная часть пояса повсеместно скрыта под дном Японского моря и Татарского пролива.

Ширина обнаженной части Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса составляет 50–60 км, длина достигает 1250 км. Возможно, он продолжается к северу под дном Охотского моря, смыкаясь с южной частью Охотско-Чукотского вулканического пояса. Как и в последнем, вулканический комплекс в целом залегает полого, нередко субгоризонтально, но разбит многочисленными

различно ориентированными прямолинейными и дугообразными разломами на множество относительно приподнятых и опущенных блоков и осложнен обширными округлыми и овальными вулканотектоническими впадинами, кальдерами и плутонотектоническими поднятиями. Несколько изолированных полей развития сенонских и кайнозойских наземных вулканитов, условно объединяемых в качестве Западно-Сихотэалинского вулканического пояса, располагаются к западу от Главного Сихотэ-Алинского антиклинория и частично налегают на его южный участок.

В Сихотэ-Алинской области имеется также ряд наложенных впадин, выполненных кайнозойскими отложениями. Крупнейшая среди них — Среднеамурская впадина, наложенная на южную часть Западно-Сихотэалинского синклинория и на южный участок Хингано-Буреинского антиклинория (на территории КНР). На юго-востоке она смыкается с более мелкой Ханкайской впадиной, наложенной на одноименный массив. Среднеамурская впадина выполнена континентальными молассами эоценового, олигоценного, неогенового и четвертичного возраста общей мощностью до 1–2 км. По нижним горизонтам кайнозоя она состоит из ряда грабенов, односторонних грабенов и грабен-синклиналей, разделенных горстами, сложенными докайнозойскими образованиями, а по его верхним горизонтам представляет единую плоскую впадину, осложненную небольшими “островными” выступами докайнозойского фундамента. В плиоцен-четвертичное время возникла также субмеридиональная зона наложенных впадин и грабенов, пересекающая северо-западную часть Сихотэ-Алинской системы и Удско-Шантарский участок Амуро-Охотской системы от Комсомольска-на-Амуре до юго-западного угла Охотского моря. Одновременно испытали воздымание западная и восточная части Сихотэ-Алинской системы, а на флангах Сихотэ-Алинского горного поднятия произошли довольно мощные базальтовые извержения.

Глубинное строение коры в Сихотэ-Алинской системе характеризуется ее континентальным типом с положением поверхности М на глубинах от 38–40 до 30–32 км. Наименьшие мощности коры приурочены к Среднеамурской впадине и побережьям Японского моря и Татарского пролива, наибольшие — к Главному Сихотэ-Алинскому и Хингано-Буреинскому антиклинориям. Граница нижней и верхней коры прослеживается на глубинах около 20 км.

Сихотэ-Алинская система характеризуется относительным минимумом силы тяжести, граничащим на востоке и юго-востоке с зоной резкого градиента, с возрастанием ее значений в сторону впадины Японского моря. Геомагнитное поле довольно резко различается в северной и южной (южнее 47° с.ш.) частях Сихотэ-Алинской системы. В ее северной части преобладают положительные значения аномалий, в южной — отрицательные и слабopоложительные. Хингано-Буреинскому антиклинорию, Западно-Сихотэ-Алинскому синклинорию, Ханкайскому массиву и Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканическому поясу свойственны положительные, а Главному Сихотэ-Алинскому антиклинорию и Восточно-Сихотэ-Алинскому синклинорию — отрицательные и местами слабopоложительные значения поля. Наиболее крупные геомагнитные максимумы приурочены к участкам Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов, на которых широко развиты кайнозойские базальты и андезитобазальты. Тепловое поле почти всей Сихотэ-Алинской системы характеризуется средними значениями величин теплового потока. В Среднеамурской впадине и Ханкайском массиве они не превышают 40–60 мВт/м<sup>2</sup>, в более

западных и более восточных зонах составляют 60–80 мВт/м<sup>2</sup>, а в Восточно–Сихотэ–Алинском вулканическом поясе быстро возрастают в сторону Японского моря до 100–120 мВт/м<sup>2</sup> и более.

В коре Сихотэ–Алинской системы сколько–нибудь значительные землетрясения, связанные с внутрикоровыми очагами, неизвестны, но в ее юго–восточной части отмечен ряд глубокофокусных (с глубинами 300–600 км) сейсмических очагов, которые приурочены к южному концу падающей под континент Азии Курило–Камчатской сейсмофокальной зоны.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Докембрийские образования в основном обнажаются в западной части системы — в Хингано–Буреинском антиклинории. Древнейшие среди них — нижнепротерозойские породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, — представлены биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, амфиболитами, кварцитами, слюдяными, графит–биотитовыми, слюдяно–альбит–кварцевыми сланцами общей мощностью более 4 км. Этот комплекс несогласно (?) перекрыт метаморфизованными в зеленосланцевой фации верхнепротерозойскими (рифей–венд) отложениями — графит–серицит–кварцевыми, хлорит–кварцевыми сланцами, филлитами, мраморизованными известняками и доломитами, рассланцованными и серицитизированными алевролитами и песчаниками (4 км); в свою очередь на них без углового несогласия ложатся нижнекембрийские отложения, выраженные кремнистыми, глинистыми и углистыми сланцами, мраморизованными известняками (1–1,5 км), железистыми кварцитами. Они слагают в хр. Малый Хинган самую молодую джеспилитоносную формацию в пределах СССР. Докембрийские и нижнекембрийские отложения, деформированные в эпоху салаирской складчатости, прорываются раннепалеозойским биджанским комплексом гранитоидов.

Восточнее, в зоне Главного Сихотэ–Алинского антиклинория, имеется ряд выходов метаморфических и интрузивных пород допозднепалеозойского и частично докембрийского возраста, залегающих в виде аллохтонных чешуй и тектонических клиньев среди более молодых образований. Наиболее крупные из этих блоков, известные в южной части зоны, сложены амфиболитами, гранат–амфиболовыми, кварц–альбит–мусковитовыми сланцами и гнейсами, прорванными телами катаклазированных полосчатых габбро–норитов, габбро–диоритов, плагиогранитов. Для последних определен возраст 1,89 млрд лет. В некоторых блоках отмечены также дуниты, пироксениты и серпентинитовый меланж. Это образования, рассматриваемые некоторыми геологами как фрагменты древнего меланократового фундамента, в южной части Сихотэ–Алиния несогласно перекрываются верхнепермскими карбонатно–терригенными отложениями.

В более северных районах Сихотэ–Алинского антиклинория известны тектонические блоки, сложенные породами гранитогнейсового комплекса — гнейсами, слюдяными сланцами, кварцитами, мигматитами, гнейсовидными гранодиоритами и плагиогранитами, для которых установлен ордовикский возраст метаморфизма (0,49–0,42 млрд лет).

Средне– и верхнепалеозойские отложения распространены в ряде зон Сихотэ–Алинской системы. В Буреино–Хинганском антиклинории они подразде-

ляются на два комплекса. Несогласно залегающий на породах докембрия и нижнего кембрия ниже-среднедевонский терригенный комплекс сложен в низах конгломератами, гравелитами, выше песчаниками (от кварцевых до полимиктовых) с подчиненными им алевролитами, аргиллитами и линзами известняков (1–2,5 км). Верхний девон отсутствует, и выше трансгрессивно залегают мощный (до 8 км) вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс нижнего карбона—верхней перми, представленный песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, силицитами, основными и средними эффузивами (в среднем-верхнем карбоне и перми) с редкими линзами известняков (до 8 км).

В пределах Сихотэ-Алинского складчатого сооружения достоверные нижнепалеозойские и силурийские образования неизвестны (если не считать присутствия кембрия в прилегающем к нему с запада Ханкайском массиве). Девонские образования обнажаются в южной части Приморья, в Арсеньевской зоне, наложенной на восточный край Ханкайского массива. Нижний девон представлен здесь континентальными песчаниками, алевролитами, туфами и лавами кислого и среднего состава с прослоями известняков общей мощностью 4,5 км, средний девон — фациально изменчивыми морскими туфогенно-терригенными отложениями и толщами наземных дацитовых и липаритовых лав, туфов и игнимбригов (2–3 км) и вышележащими туфогенно-грубообломочными отложениями молассового типа с лавами базальтов, андезитов и липаритов (0,5 км). В этой зоне предполагается существование девонского вулканического пояса.

Верхний девон и нижний карбон в южной части Арсеньевской зоны представлены грубообломочными туфогенно-терригенными породами и углистыми сланцами с остатками флоры. В зоне Главного антиклинория известны лишь переотложенные глыбы девонских известняков, а в Приморской зоне — выходы карбонатно-кремнистых пород среднего-верхнего девона. В зоне Главного антиклинория Сихотэ-Алиня каменноугольный возраст имеют известняки, терригенные и кремнистые породы, присутствующие главным образом в виде олистолитов и олистоплак в составе мезозойских олистостромовых толщ.

Нижнепермские образования на западе Южного Приморья и в Арсеньевском прогибе выражены наземными и прибрежно-морскими толщами лав и туфов кислого и среднего состава (1–4 км) и вышележащими терригенными углисто-глинистыми флороносными отложениями (0,5 км), а верхнепермские — андезитовыми лавами, туфами, туфопесчаниками, песчаниками и конгломератами (2–3 км). Здесь в перми, по-видимому, снова развивался вулканический пояс. К востоку эти образования сменяются в Южном Приморье мощными толщами пермских песчано-глинистых, кремнистых пород и спилитов, отлагавшихся в пределах континентального склона. В более северных районах Сихотэ-Алиня переотложенные фрагменты пермских известняков и кремнистых пород обнаружены в нижнемезозойских толщах. Однако не исключено присутствие пермских терригенных, карбонатных и кремнистых пород и в коренном залегании.

В Амуро-Уссурийском синклинории широко распространены нижне- и верхнепермские отложения (соответственно до 2–2,5 и 5–7 км) аргиллито-алевролитового и кремнистого состава, а также диабазовые и андезитовые порфириды и туфы с линзами известняков.

В Прибрежном антиклинории к карбону и перми принадлежат карбонат-

но-кремнистые толщи, находящиеся в тектонических соотношениях с более молодыми отложениями. К концу перми—началу триаса (?) относится становление отдельных массивов габбро-диоритов-гранодиоритов (в Хингано-Буреинской зоне, на Ханкайском массиве), складчатые деформации (в Хингано-Буреинской зоне) и поднятия, охватившие, вероятно, западную и южную части Сихотэ-Алинской системы.

В раннем-среднем триасе погружения продолжались лишь в отдельных межгорных прогибах Хингано-Буреинской зоны, где накапливались молассовые толщи песчаников с прослоями конгломератов, гравелитов и ракушечников (свыше 3 км в Куканском прогибе). Более широко в этой зоне распространены трансгрессивно залегающие верхнетриасовые конгломераты, песчаники и алевриты континентального и морского происхождения (до 1 км), перекрываемые сероцветными песчано-алеврито-глинистыми толщами с прослоями конгломератов и углей, в восточной части зоны — также с прослоями кремнистых пород и основных вулканитов нижней и средней юры (2–4 км) и местами терригенными флишоидными отложениями верхней юры и низов нижнего мела (до 3–6 км). К верхней половине нижнего мела (баррем-альб) относятся налегающие на подстилающие отложения с перерывом молассовые песчано-алевритовые толщи с прослоями конгломератов, гравелитов, брекчий (до 2 км) в отдельных остаточных прогибах, а также комплекс наземных вулканитов андезит-дацит-липаритового состава, чередующихся с континентальными молассаами (3 км), заполняющими Баджальскую наложенную впадину (Баджальский вулканорий, по Л.И.Красному). К западу от Хингано-Буреинского антиклинория терригенные юрские и залегающие на них со смещением к западу нижнемеловые угленосные лимнические отложения (общей мощностью до 4–6 км) выполняют Буреинский краевой прогиб, наложенный на восточный край Буреинского метаплатформенного массива.

На восточной периферии Ханкайского массива, в Арсеньевской зоне, триас, несогласно залегающий на палеозойских отложениях и гранитах, начинается базальными конгломератами и представлен прибрежными и мелководно-морскими песчано-алеврито-глинистыми отложениями с линзами углей и прослоями известняков и туфогенных пород с остатками фауны и флоры всех трех отделов триасовой системы (1–2 км). В зоне Главного Сихотэ-Алинского антиклинория нижний, средний и верхний триас выражен толщами более глубоководных морских кремнистых, кремнисто-терригенно-вулканогенных пород с эффузивами основного состава и кремнисто-алеврито-глинистых пород (до 2–3 км). В Приморской зоне к среднему и верхнему триасу принадлежат толщи терригенно-кремнистых пород и известняков с потоками спилитов и диабазов (1 км). В Амуро-Уссурийском и Восточно-Сихотэалинском синклинориях триас, лишь изредка выступающий из-под более молодых образований, выражен кремнисто-терригенными отложениями с прослоями основных лав и туфов.

Трансгрессивно залегающие на триасе ниже-, а также среднеюрские отложения в Арсеньевском прогибе представлены песчаниками, алевритами, конгломератами, а также туфопесчаниками и туфоконгломератами (свыше 1 км). Верхняя юра в этой зоне отсутствует. Севернее, в Амуро-Уссурийском синклинории, к юре относятся более мощные (до 5 км) толщи песчаников, алевритов, глинистых сланцев, кремнистых и основных вулканогенных пород (диабазы, спилиты).



В зоне Главного Сихотэ-Алинского антиклинория юрские отложения, охарактеризованные остатками конодонтов и радиолярий, выражены терригенно-кремнисто-вулканогенными толщами, а также толщами турбидитов и терригенных подводно-оползневых отложений с блоками и пластинами палеозойских и триасовых известняков и кремнистых пород. Среди вулканитов присутствуют лавы базальтов, авгитов и туфы щелочных базальтоидов. В юре в этой зоне происходили внедрение даек и силлов диабазов, пикритов, тешенитов и становление массивов ультраосновных щелочных пород.

В Приморской зоне к юре относятся относительно мелководные толщи песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов в низах разреза, а также спилитов и кремнистых пород.

В Арсеньевской зоне залегающие с размывом на породах триаса—средней юры баррем-альбские отложения выражены песчано-глинистой толщей с прослоями углей (0,5 км), сеноманские — толщей песчаников, алевролитов, конгломератов и туфов среднего состава (1–2,5 км), а вышележащие верхнемеловые образования, распространенные и на Ханкайском массиве, — комплексом лав, туфов и туфобрекчий андезит-дацит-липаритового состава с подчиненными грубообломочными отложениями сенонского возраста (до 3 км).

В Амуро-Уссурийском, а также в соединяющемся с ним на севере Восточно-Сихотэалинском синклинии отложения нижнего мела, сеномана, тулона представлены сероцветными терригенными песчано-алеврито-глинистого состава отложениями, нередко с флишеидной или флишевой ритмичностью, с подчиненными им туфами и лавами андезитов (до 5–8 км). В зоне Главного Сихотэ-Алинского антиклинория терригенные флишевые отложения нижнего мела сохранились фрагментарно, а сеноман-тулонские — отсутствуют. К раннему мелу относится внедрение в этой зоне батолитов гранитоидов. В середине мела (между тулоном и сантоном) прогибания в Сихотэ-Алинской системе полностью прекратились и она испытала главные деформации сжатия и общее поднятие.

К сенону (сантон-маастрихт) и низам палеоцена (датский ярус) относится формирование наземных вулканических образований нижней части разреза Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, а также их эквивалентов в Западно-Сихотэалинском поясе и чехле Тахтинского массива. Они выражены лавами и туфами андезитового и дацитового состава, а выше также липаритовыми и дацитовыми игнимбритами с подчиненными им туфогенно-обломочными породами общей мощностью до 2–4 км в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе и до 1–2 км в других районах. Сенонско-датский возраст имеют также многочисленные интрузивные массивы габбро-диорит-гранодиоритового и диорит-гранодиорит-гранитного состава, размещенные во всех тектонических зонах Сихотэалинской системы, включая вулканические пояса.

После некоторой паузы, сопровождавшейся региональной денудацией и выветриванием, наземная вулканическая активность возобновилась в эоцене и продолжалась в Восточно-Сихотэалинском поясе и Тахтинском массиве до среднего миоцена, а местами до раннего плейстоцена. К эоцену относятся извержения лав и туфов базальтового, андезитобазальтового и андезитового, к позднему олигоцену — липаритового, дацитового и андезитового, а к миоцену — вновь базальтового и андезитобазальтового состава общей мощностью до 1–2 км (в Восточно-Сихотэалинском поясе). Таким образом, с сенона до миоцена извержения средних и кислых вулканитов дважды чередовались с извер-

жениями основных и средних эффузивов. Эоценовым вулканитам комагматичны интрузии диоритов, кварцевых диоритов и сиенит-диоритов, а позднеолигоценовым — крупные тела гранодиоритов, биотитовых гранитов, аляскитов и щелочных гранитов.

В эоцене началось формирование грабенных, наложенных на Амуро-Уссурийский синклиниорий и постепенно объединившихся в обширную Среднеамурскую впадину. К эоцену относятся толщи континентальных песков и галечников с прослоями глин (до 1 км), к олигоцену и миоцену — толщи глин, алевроитов, мелкозернистых песков с прослоями известняков, диатомитов и бурых углей (до 1 км), к плиоцену и плейстоцену — маломощные (до 0,2 км) озерно-болотные и аллювиальные отложения. К плиоцену — раннему плейстоцену относятся также мощные наземные излияния толеитовых базальтов (арельные и центральные из щитовых вулканов) в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе, а также в Южном Приморье. На отдельных участках Западно-Сихотэалинского пояса к этому же времени относятся извержения щелочных базальтов.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Вопросы о времени заложения Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы и характере субстрата, на котором она развивалась, недостаточно ясны. Западная ее часть, несомненно, обладает метаморфическим фундаментом, сходным с таковым смежных с ней Буреинского и Ханкайского массивов, т.е. Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области, сложенной нижнепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами и кварцитами. Вполне вероятно, что эти массивы, как и западная часть будущей Сихотэ-Алинской системы вместе с территорией нынешней Китайско-Корейской платформы, входили в конце раннего — начале позднего протерозоя в состав единого обширного протоплатформенного блока континентальной коры. В рифее он подвергся деструкции, и на его северо-восточной окраине в пределах Буреино-Хинганской зоны и в южной части Ханкайского массива были заложены многочисленные прогибы, заполнявшиеся терригенно-карбонатными, углеродистыми и кремнистыми отложениями с прослоями железных и марганцевых руд и редкими горизонтами кислых вулканитов общей мощностью от 5 до 10–15 км.

Эти миеогеосинклинальные прогибы входили в состав внешней зоны формировавшегося в рифее северо-западного звена Тихоокеанского геосинклинального пояса, а некоторые более узкие авлакогеосинклинальные прогибы и грабены (авлакогены) ответвлялись от него к западу, отсекая от Китайско-Корейской платформы ее северную окраину — Буреино-Дунбэйскую метаплатформенную область и проникая с востока в глубь этой платформы (авлакогены Окчхон, Хесан-Ивон-Яньшань и пр.). Возможно, что в более внутренней зоне Тихоокеанского пояса, т.е. в восточной части нынешней Сихотэ-Алинской системы, деструкция древней континентальной коры была более значительной и могла дойти до полного ее разрыва в некоторых зонах; однако вряд ли сюда продолжалась древняя океаническая кора Тихоокеанской области (как считает, например, Н.П.Васильковский), поскольку на восточной периферии Японской впадины, в зоне Хида, широко распространен метаморфический

комплекс с возрастом до 1,5 млрд лет, а в ее центральной части известны вендские гранитоиды.

В конце раннего кембрия прогибы внешней (западной) зоны Сихотэ–Алинской системы прекратили существование, а выполнявшие их отложения подверглись деформациям сжатия и слабому метаморфизму салаирской эпохи и были прорваны телами раннепалеозойских гранитоидов. Есть основания предполагать, что салаирская эпоха складчатости и интрузивного магматизма проявилась и в более внутренних зонах Сихотэ–Алиня.

Новый сложный и длительный цикл геосинклинального развития Сихотэ–Алинской системы, возможно, начался в силуре, и во всяком случае не позднее раннего девона, и продолжался до второй половины мела в ее внутренних частях. Регенерация Сихотэ–Алинской геосинклинальной системы сопровождалась возникновением на ее западной окраине, в восточной краевой зоне Ханкайского массива, краевого вулканического пояса, в котором в наземных и прибрежных условиях в течение всего девона накапливались существенно кислые вулканы и грубообломочные отложения молассового типа. Вулканическая и тектоническая активность в этом поясе возобновилась в начале перми и продолжалась до конца пермского периода, сопровождаясь становлением массивов гранитоидов. В северо–западной, Хингано–Буреинской зоне Сихотэ–Алинской системы, наложенной на байкальское основание, в течение раннего–среднего девона накапливались прибрежные и морские конгломерато–песчано–глинистые отложения, а в карбоне и перми — мощные терригенные кремнистые и вулканогенные образования. В конце перми эта зона испытала позднегерцинские складчатые деформации, была интродуцирована массивами габбро–диоритов и гранитоидов и, за исключением отдельных межгорных впадин, оставалась приподнятой в течение раннего и среднего триаса.

В более восточных зонах Сихотэ–Алинской системы образования, отвечающие стадии заложения среднепалеозойской геосинклинали, достоверно неизвестны. Присутствие в зоне Главного антиклинория тектонических блоков, в сложении которых участвуют гипербазиты, габброиды, амфиболиты и серпентинитовый меланж, наряду с блоками, целиком или частично образованными гнейсами, слюдяными сланцами, кварцитами, прорванными телами габбро–диоритов и плагиогранитов докембрийского и раннепалеозойского возраста, позволяет предполагать, что ложем внутренних частей Сихотэ–Алинской палеозойской геосинклинальной системы явилась подвергшаяся сильной деструкции утоненная континентальная кора, сочетавшаяся в зонах ее раздвига с участками меланократового фундамента.

Во внутренних зонах Сихотэ–Алиня уже в девоне в условиях не вполне компенсированного погружения стали накапливаться относительно глубоководные кремнистые осадки, часто переслаивающиеся с основными продуктами подводных извержений — покровами диабазов и спилитов и горизонтами их туфов и гиалокластитов. Накопление подводных толщ продолжалось во внутренних зонах Сихотэ–Алинской геосинклинальной системы в течение карбона, перми, триаса и юры. Отдельные прогибы в ней, по–видимому, разделялись узкими поднятиями (кордильерами), на что указывает трансгрессивное залегание на породах меланократового фундамента в тектонических чешуях зоны Главного антиклинория относительно мелководных песчано–алевритовых, с линзами органогенных известняков отложений, заключающих в нижней части

остатки верхнепермских, а в вышележащей — верхнетриасовых и юрских ископаемых.

В западной, Хингано–Буреинской, зоне Сихотэ–Алинской системы погружение после позднегерцинской складчатости и поднятия возобновилось лишь в позднем триасе и продолжалось до начала мела, приведя к накоплению довольно мощных толщ прибрежных мелководных терригенных, а местами также подчиненных им кремнистых и вулканогенных образований.

Несогласное залегание нижнего триаса на различных палеозойских образованиях на восточной периферии Ханкайского массива и перерыв между пермью и верхним триасом в некоторых зонах позволяют предполагать “отзвуки” позднегерцинских деформаций сжатия во внутренней части Сихотэ–Алинской геосинклинальной системы. Появление в разрезах триасовых и юрских отложений зоны Главного антиклинория, наряду с терригенно–кремнистыми отложениями турбидитов и толщ с глыбами и пластинами верхнепалеозойских пород, указывает на возрастающую тектоническую расчлененность ложа геосинклинальной системы и появление подвергшихся разрушению островных (приразломных) поднятий.

В начале мела западная, Хингано–Буреинская зона подвергается деформациям сжатия и поднятию и приобретает свою антиклинорную структуру, лишь частично усложненную в процессе формирования остаточных и наложенных межгорных прогибов и впадин, выполненных баррем–альбскими и отчасти позднемеловыми молассами и наземными вулканитами. Можно предполагать, что деформации сжатия произошли на рубеже юры и мела в зоне Главного антиклинория Сихотэ–Алиня, и с раннего мела она представляла морфологически выраженное поднятие. В смежных с ней Амуро–Уссурийском и Восточно–Сихотэалинском прогибах нижний мел залегает трансгрессивно и выражен терригенными, главным образом флишевыми и флишоидными, отложениями, а сеноман–турон — нижней молассой. К концу раннего и началу позднего мела относятся отмирание всех геосинклинальных прогибов Сихотэ–Алинской системы и завершающие ее развитие интенсивные деформации сжатия, приведшие к формированию современной складчатого–надвигово–покровной структуры Главного Сихотэ–Алинского и Приморского антиклинориев и смежных с ними синклинорных зон, а также к смещениям по косо секущим эти зоны диагональным левосторонним сдвигам. Эти деформации сопровождались становлением массивов гранитоидов, общим поднятием и денудацией.

Ширина Сихотэ–Алинской складчатой системы, зажатой между Буреинским и Ханкайским массивами на западе и гипотетически “жестким” Япономорским блоком на юго–востоке, значительно сократилась, а мощность ее коры в результате тектонического скупивания и гранитизации ее глубоких этажей существенно возросла. В середине позднего мела горизонтальное сжатие резко ослабляется или прекращается, а восточная периферия Сихотэ–Алинской системы и некоторые участки внутри нее становятся ареной очень мощного наземного вулканизма, вспышки которого с перерывами продолжались до среднего миоцена. Вначале происходили извержения существенно кислых продуктов, сопровождаемые становлением комагматичных им интрузий, а в дальнейшем состав вулканитов становился все более основным (вплоть до базальтов).

В эоцене началось формирование грабенных и мелких впадин в южной части Амуро–Уссурийского синклинория, слившихся в конце кайнозоя в обширную плоскую Среднеамурскую впадину, а также неглубокой Ханкайской впадины,

ская, складчато-покровная структура восточной, эвгеосинклиальной, мегазоны в основном позднемезозойская (предпалеогеновая), но несколько переработанная позднекайнозойскими деформациями.

Западная мегазона в основном сложена очень мощными (до 10–15 км) терригенными отложениями верхнего мела, палеогена и неогена, которым на отдельных уровнях (низы и верхи верхнего мела, местами палеоген, низы миоцена) подчинены туфогенные и вулканогенные образования. На восточном краю мегазоны распространены терригенно-кремнисто-вулканогенные образования триас-раннемелового возраста. Некоторые геологи предполагают, что эти образования подстилают верхнемеловой комплекс всей западной мегазоны, однако это ничем не доказано. Палеогеновый комплекс залегает на верхнемеловом с перерывом, но без резкого несогласия, и формирование складчатой структуры в основном произошло лишь в позднем плиоцене, после чего запад-

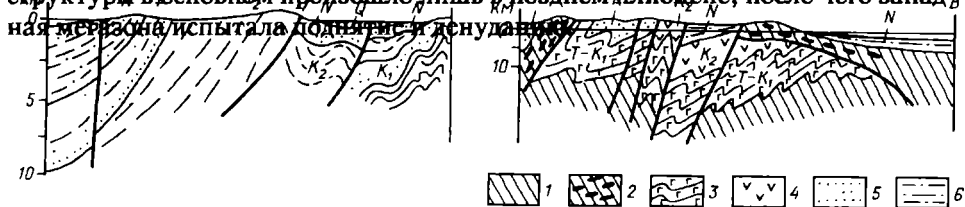


Рис. 52. Схематические геологические разрезы Сахалина:

А — западная мегазона Северного Сахалина, по Д.Ф.Семенову; Б — восточная мегазона Северного Сахалина, по В.С.Рождественскому (1987); 1 — меланократовый фундамент (зеленые сланцы, амфиболиты, габброиды, гипербазиты); 2 — серпентинитовый меланж; 3 — триас-сеноманские кремнисто-вулканогенно-траувакковые отложения; 4 — верхнемеловые кремнисто-вулканогенные и флишиодные песчано-алевролитовые отложения; 5 — верхнемеловые песчано-алевролитоглинистосланцевые отложения; 6 — неогеновые отложения

Главным элементом структуры западной мегазоны является асимметричный Западно-Сахалинский антиклинорий (рис. 52, А) с узким, срезанным продольным взбросо-надвигом восточным и широким (в южной части острова) западным крылом (моноклинорием), переходящим под дном Татарского пролива в глубокий, расширяющийся к югу, не вполне компенсированный прогиб, в котором мощность смятого в широкие пологие складки кайнозоя достигает 10 км. На его западном крыле морские терригенные верхнемеловые и кайнозойские отложения выклиниваются и частично замещаются наземными вулканическими образованиями Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. На южном конце Западно-Сахалинского антиклинория имеются несколько действующих грязевых вулканов. Строение Центральносакхалинской шовной зоны в значительной мере замаскировано плиоцен-четвертичными отложениями, выполняющими приуроченный к ней узкий новейший грабен. Из-под них местами выступают отмеченные выше триас-нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования.

Восточная мегазона построена значительно сложнее западной, а широкое развитие в ее разрезе мезозойских кремнисто-вулканогенных образований (существенно основного состава) и пород офиолитовой ассоциации позволяет предполагать, что она была сформирована в пределах эвгеосинклиального

(талассо-геосинклинального) прогиба (или прогибов). В самой западной ее части протягивается сложнодеформированный, надвинутый на восток офиолитово-метаморфический пояс, состоящий из серпентинитового меланжа, содержащего полный набор пород офиолитовой ассоциации, альб-сеноманской олистостромовой толщи и мезозойских осадочно-вулканических образований, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фации (см. рис. 52, Б). Возраст ультрабазитов офиолитовой ассоциации, вероятно, домезозойский, однако формирование серпентинитового меланжа и современной структуры пояса в основном происходило в середине и конце мела (в австрийскую и ларамийскую фазы сжатия). К этим же моментам относятся и главные фазы метаморфизма. Южным продолжением офиолитово-метаморфического пояса Сахалина служит зона Камуйкотан в центральной части Хоккайдо с мощными телами гипербазитов, габброидов, а также амфиболитов, гнейсов и других метаморфических пород.

Восточнее простирается довольно широкая зона развития триас-нижнемеловых вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, согласно перекрываемых альб-сеноманской олистостромой и совместно с ней смятых в сильно сжатые (до изоклинальных) и осложненные надвигами складки ларамийского (?) возраста. Южное продолжение этой зоны на Хоккайдо — зона Хидака — прорвана массивами гранитов эоцен-раннемиоценового возраста и перекрыта миоценовыми вулканитами. Рассматриваемая зона в свою очередь надвинута на самую восточную обнаженную зону Сахалинского сооружения, сложенную также интенсивно смятыми кремнисто-вулканогенными и терригенными образованиями верхнего мела. Местами они несогласно перекрываются более поло-го залегающим неогеном.

Северная часть Сахалина, служащая продолжением обеих мегазон, перекрыта мощным (3–9 км) трансгрессивно, а в восточной мегазоне несогласно залегающим комплексом неогеновых терригенных отложений, смятых в довольно простые брахиморфные складки. В северной части этого Северо-Сахалинского поперечного прогиба находится Охинский нефтеносный район. К северу от него на п-ове Шмидта на поверхность выступает надвинутый на запад, на верхнемеловые флишоидные отложения офиолитовый комплекс. Судя по расположению зон линейных геомагнитных максимумов, протягивающихся от п-ова Шмидта на юго-юго-восток, несколько восточнее Сахалина, офиолиты этого района принадлежат более восточному, чем в центральной части острова, офиолитовому поясу, погребенному под неогеновым чехлом прилегающей к Сахалину с востока мелководной зоны Охотского моря.

Для позднекайнозойской тектоники Сахалина, помимо формирования субмеридиональных поднятий, характерно развитие продольных разрывов, по которым происходили правосдвиговые смещения амплитудой от 5 до 25 км.

Район о. Сахалин обладает относительно мощной (30–35 км) по сравнению с обрамляющими зонами корой континентального типа. Мощность осадочного слоя варьирует от 0 до 10 км (на севере и юго-западе), "гранитно-метаморфического слоя" (если включать в него доверхнемеловые складчатые комплексы) — 12–15 км, "базальтового" — 15–20 км. В гравитационном поле Сахалина выделяются западная и восточная зоны максимумов, разделенные Центральнoсахалинской зоной минимумов силы тяжести. Остров Сахалин характеризуется относительно спокойным, преимущественно слабopоложительным геомагнитным полем, ограниченным с запада и востока зонами интенсивных

максимумов. Западная зона отвечает Восточно-Сикотэалинскому вулканическому поясу, в том числе его участку, скрытому под северной частью Татарского пролива. Восточная зона, протягивающаяся от п-ова Шмидта к юго-юго-востоку вдоль прибрежной части Охотского моря, по-видимому, маркирует восточный офиолитовый пояс. Западный офиолитовый пояс отмечен более слабыми и локальными геомагнитными максимумами.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Возможно; древнейшими (додевонскими?) образованиями, известными на Сахалине, являются ультраосновные породы меланократового фундамента в восточной мегазоне, выступающие в виде тектонических пластин в офиолитовом массиве на п-ове Шмидта и присутствующие в составе серпентинитового меланжа в более южных ее частях (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, дуниты, серпентиниты), и различные базиты (габбро, гранатовые амфиболиты, горнблендиты, эклогиты и др.) из того же меланжа. Имеющиеся для базитов абсолютные датировки (около 200–180 и 130 млн лет) указывают, по-видимому, на стадии метаморфизма, которому породы офиолитового комплекса подверглись при деформациях.

В составе альб-сеноманской олистостромы в западной части восточной мегазоны обнаружены обломки палеонтологически охарактеризованных известняков девона, карбона и перми, а также пермских плагиобазальтов и полосчатых кремней. Этот материал поступал с запада, из подвергавшейся в середине мела поднятию и размыву зоны развития средне-верхнепалеозойских отложений, перекрывавших (?) меланократовый фундамент Центральносакхалинской офиолитовой зоны. Породы триаса, юры и нижнего мела присутствуют в обеих мегазонах Сахалина. На восточном краю западной мегазоны обнажается относительно маломощная глубоководная кремнисто-вулканогенная серия с линзами мраморизованных известняков и прослоями глинистых сланцев. Вулканиты в ней представлены спилитами, толеитовыми базальтами, трахибазальтами, реже кератофирами. В восточной мегазоне разновозрастные мезозойские отложения выражены граувакковыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с редкими прослоями основных лав, яшм и окремнелых известняков. В верхней части разреза терригенные отложения приобретают градационную слоистость, типичную для мутьевых потоков, и перекрываются олистостромовой толщей альб-сеноманского возраста из обломков и глыб палеозойских пород (см. выше), а также амфиболитов, габброидов и серпентинитов, заключенных в алеврито-глинисто-кремнистом матриксе.

Верхнемеловые отложения резко различаются в разных мегазонах Сахалина. В западной мегазоне они выражены очень мощным (6–9 км) комплексом мелководно-морских (с остатками аммонитов и иноцерам), прибрежных и отчасти континентальных терригенных отложений. В нем различаются три седиментационных цикла, в которых конгломерато-песчаниковые угленосные толщи сменяются сверху песчанико-алевролитовыми и алевролитоглинистыми толщами с карбонатными конкрециями. В низах первого (сеноман) и в третьем цикле (кампан-маастрихт) присутствуют горизонты туфогенных пород. Преимущественно кислые туфы верхнего горизонта связаны с наземными извержениями, происходившими в Восточно-Сикотэалинском вулканическом

поясе. В восточной части восточной мегазоны верхний мел (до 6–7 км) выражен фациально изменчивыми кремнисто–вулканогенными (палеобазальты, кератофиры, туфы, яшмы, кремнисто–глинистые сланцы, прослои известняков) и вышележащими морскими терригенными и олистостромовыми толщами с олистолитами яшм, известняков, лав и туфов, а также угленосными отложениями (на п–ове Терпения).

На рубеже мела и палеогена территория Сахалина испытала поднятие, сопровождавшееся в восточной мегазоне сильными деформациями сжатия. Погружение раньше возобновилось в западной мегазоне, где на верхнем мелу с перерывом залегают нижне–среднеэоценовые отложения, выраженные конгломератами и песчаниками с пластами угля (нижнедуйская свита). Выше следуют мелководные песчано–алеврито–глинистые отложения верхнего эоцена и олигоцена. Мощность палеогена в южной половине этой мегазоны — до 4 км. В ее северной части палеоген постепенно выклинивается, но местами здесь бурением были вскрыты андезитобазальты палеоэоценового и эоценового возраста. Значительно шире распространены трансгрессивно залегающие неогеновые отложения, присутствующие во всей западной и на некоторых участках восточной мегазоны, а также в Центральносахалинской депрессии и покрывающие всю северную часть острова, где их общая мощность достигает 5–9 км. К ним приурочены нефтяные месторождения Охинского района с залежами в средне– и верхнемиоценовых горизонтах. Неоген в основном выражен песчано–алеврито–глинистыми отложениями мелководно–морского и континентального (главным образом в плиоцене) происхождения, содержащими на разных уровнях пласты и линзы каменных углей (в верхнедуйской свите среднего миоцена), бурых углей и лигнитов (в плиоцене). В западной мегазоне в разрезе нижнего и среднего миоцена распространены толщи лав основного и среднего состава, туфитов и кремнистых пород, сопоставляемые с зеленотуфовой формацией Японских островов и парамуширской серией Курильской гряды. Основные лавы и туфы локально присутствуют и среди верхнеплиоценовых образований на юге Сахалина.

Интрузивные породы на Сахалине выражены мелкими расслоенными телами габбро–норит–гипербазитового состава, входящими в офиолитовый комплекс п–ова Шмидта и их фрагментами в серпентинитовом меланже, а также массивами габброидов, диоритов и плагиогранитов с возрастными около 140 и 95–87 млн лет, отвечающими концу юры и началу позднего мела. Фазы зелено– и голубосланцевых изменений пород в Центральносахалинском метаморфическом поясе датируются 90–100 и 60–75 млн лет, т.е. началом позднего мела и концом мела — началом палеогена.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

О геологической истории Сахалина в палеозое мы располагаем отрывочными данными. Вопрос о характере коры, на которой развивались геосинклинальные прогибы Сахалина, дискусионен. Западно–Сахалинская мегазона с ее мио– или мезогеосинклинальным типом разреза мезокайнозоя скорее всего была заложена на коре континентального или “переходного” типа, неоднократно подвергавшейся некоторой деструкции. Восточная мегазона или во всяком случае ее краевые — Центральносахалинская и Западно–Охотская — зоны, к которым приурочены офиолитовые пояса, обладали додевонским (?) меланок-



ратовым фундаментом. По крайней мере в Центральнoсахалинской зоне в девоне, карбоне и перми на нем отлагались известняки, силициты и потоки плагиобазальтов.

В восточной мегазоне в течение триаса, юры и раннего мела накапливались граувакково-сланцевые толщи с прослоями яшм, известняков и основных лав, а в восточной части западной мегазоны в более глубоководных условиях — кремнисто-вулканогенные толщи. Характер развития более западной части этой мегазоны неясен.

На рубеже раннего и позднего мела Сахалинская область впервые испытала деформации сжатия, и в ее центральной шовной зоне возникло узкое асимметричное линейное поднятие, подвергавшееся размыву. В прогиб восточной мегазоны с этого поднятия сползали, захороняясь в альб-сеноманской олистостромовой толще, сначала обломки мезозойских, затем пермских, каменноугольных и девонских пород и, наконец, пород офиолитового комплекса, слагавшего его додевонское (?) меланократовое основание. При этом Центральнoсахалинское поднятие было надвинуто на восточную мегазону, а мезозойские образования ее западной краевой части подверглись глаукофан-сланцевому и зеленосланцевому метаморфизму.

В течение позднего мела западная мезогeosинклинальная мегазона испытывала весьма значительное, почти компенсированное погружение, заполняясь очень мощными мелководными и прибрежно-континентальными терригенными осадками. В отделенном от нее узким Центральнoсахалинским поднятием прогибе восточной мегазоны накапливались более глубоководные кремнисто-вулканогенные и терригенные толщи. На рубеже мела и палеогена восточная мегазона вновь подверглась интенсивному сжатию, приведшему к отмиранию эвгеосинклинального прогиба, возникновению в его мезозойских образованиях системы узких (до изоклинальных) складок, к надвиганию на него с запада и востока офиолитовых поясов, повторному метаморфизму в прилегающих к ним зонах и становлению интрузивных тел габброидов, диоритов и гранитоидов.

Вся территория Сахалинской области в начале палеогена была вовлечена в поднятие. В восточной мегазоне оно продолжалось в течение всего палеогена, а в средней части — даже до современности. В северной части западной мегазоны в палеогене происходили андезитобазальтовые извержения, а в ее средней и южной частях в эоцене возобновились опускания и накопление сначала угленосных, а затем и морских терригенных осадков. Ось прогибания несколько сместилась к западу, в пределы Татарского пролива. Терригенное осадконакопление в Западнoсахалинско-Татарском прогибе продолжалось в течение неогена, причем в раннем-среднем миоцене оно сопровождалось вулканическими извержениями. Вначале в интенсивное опускание была втянута почти вся северная часть Сахалинской области, а также ее самая восточная, Западнo-Охотская зона. В позднем плиоцене Сахалинская область испытала последнюю фазу сжатия, в ходе которой в западной мегазоне возник асимметричный антиклинорий, сопряженный на западе с расширяющимся и углубляющимся к югу пологим синклинорием Татарского пролива, в средней части восточной мегазоны — сводово-глыбовое поднятие, несколько надвинутое на восток, а в центральной зоне — грабен-синклинальный прогиб. Таким образом сформировалось позднекайнозойское складчатое сооружение (мегантиклинорий) Сахалина. В антропогене его антиклинорийные зоны продолжали возды-

маться, а по главным продольным разломам происходили взбросо—правосдвиговые подвижки.

Среди полезных ископаемых Сахалина важнейшее значение имеют месторождения нефти, приуроченные к средне- и верхнемиоценовым отложениям Северо—Сахалинского поперечного прогиба, где в районе г. Охи они эксплуатируются с довоенных лет, а также на прилегающих мелководных участках дна Охотского моря, где они были открыты в последнее десятилетие. В южной и средней частях западной мегазоны к верхнемеловым, палеогеновым и неогеновым угленосным толщам приурочен ряд месторождений каменных и бурых углей, часть которых разрабатывается уже много десятилетий.

#### **ОХОТОМОРСКИЙ МАССИВ**

Дно северной и средней частей Охотского моря, за исключением мелководных прибрежных зон шириной до 100—150 км, характеризуется глубинами от 0,2—0,5 до 1—1,5 км и даже 1,78 км в замкнутой котловине Дерюгина к востоку от северной части Сахалина. Узкая зона крутого континентального склона отделяет среднюю часть Охотского моря от глубоководной (3—3,3 км) южной части—Южно—Охотской (Курильской) котловины (см. рис. 37).

О геологическом строении ложа Охотского моря мы можем судить по данным о структуре окружающих его районов суши, рельефе дна, результатам его драгирования и геофизических исследований. Тот факт, что ложе Охотского моря обрамляется с запада, северо—запада и востока параллельными его побережьям складчатыми зонами позднемезозойского возраста — соответственно Восточно—Сахалинской, Кони—Тайгоносской (с приуроченной к ней внутренней зоной Охотско—Чукотского вулканического пояса) и Западно—Камчатской — дает основание предполагать, что в северной и средней его частях располагается блок (или несколько блоков) более древней, скорее всего домезозойской, консолидации — Охотоморский срединный массив (s.l.). В пользу этого предположения говорит относительно спокойный характер магнитного поля, напоминающий поле большей части Верхояно—Индибирской миогеосинклинальной складчатой системы, но резко отличный от контрастного, с крупными линейными максимумами поля обрамляющих его складчатых зон.

С представлением о существовании Охотоморского массива согласуется континентальный характер коры мощностью 25—32 км, несколько возрастающей под сводовыми поднятиями и сокращающейся под прогибами и впадинами, со средней мощностью “базальтового” и “гранитного” слоев около 15—17 и 10—12 км и чехлом осадков 0—10 км. Согласно Г.С.Гнибиденко, наиболее древний, по—видимому, раннедокембрийский фундамент слагает северную часть Охотоморского массива — обширное Северо—Охотоморское сводовое поднятие. Этот блок, вероятно, представляет юго—восточное продолжение Охотского срединного массива с архейским фундаментом Верхояно—Чукотской области, отрезанное от нее Кони—Тайгоносской складчатой системой и Охотско—Чукотским вулканическим поясом. В свою очередь юго—восточным продолжением этого блока, вероятно, первоначально являлся выступ метаморфического фундамента в Срединном поднятии Южной Камчатки.

В средней части Охотского моря фундамент может быть более молодым или, возможно, состоит из нескольких древних блоков, разделенных узкими складчатыми зонами. Во всяком случае он сильно переработан мезозойскими

тктономагматическими процессами. По данным драгирования отдельных участков, лишенных чехла, в составе фундамента обнаружены гнейсы, кварциты, филлиты, зеленые сланцы, граувакки, кремнистые породы и пр.; кроме того, фундамент прорван телами гранодиоритов и гранитов поздне триасового и главным образом ранне- и поздне мелового возраста, а на ряде участков перекрыт верхнемеловыми лавами и пирокластолитами среднего и кислого состава (андезиты, дациты, риолиты и пр.). Меловые наземные (?) вулканы и гранитоиды представляют магматический комплекс, близкий по возрасту и, вероятно, по условиям формирования к вулканоплутоническим комплексам Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэалинского поясов и, возможно, принадлежат к одному из звеньев планетарного Восточно-Азиатского поздне мезозойского вулканоплутонического пояса.

На большей части площади Охотоморского массива фундамент несогласно перекрыт чехлом кайнозойских (а местами, возможно, и мезозойских) терригенных и кремнисто-терригенных осадков. Их мощность варьирует от 0—0,5 км в пределах брахиморфных и субизометричных пологосводовых поднятий, выраженных в рельефе дна подводными возвышенностями (Северо-Охотоморское, Института океанологии, Академии наук, вал Кашеварова и др.) до 2—3, а по данным М.Л.Красного, даже 5—6 км в сочетающихся с ними прогибах (Северный, Шелихова, Кашеварова, Макарова) и до 6—10 км в грабенообразных впадинах (Дерюгина). В неогене, согласно Г.Б.Удинцеву, поверхность Охотоморского массива испытала поднятие, была целиком или в значительной своей части осушена и прорезана эрозионной сетью, а в четвертичное время вновь подверглась значительному, хотя и неравномерному опусканию и была заполнена водами моря.

#### КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА И СМЕЖНЫЕ С НЕЙ ДЕПРЕССИИ

Курильская островная дуга, вытянутая на 1200 км в северо-восточном направлении между о. Хоккайдо и Камчаткой, выражена гирляндой увенчанных вулканами островов Большой Курильской гряды (крупнейшие из них Кунашир, Итуруп и Уруп на юге и Парамушир на севере) и расположенной к востоку от ее самой южной части короткой Малой Курильской грядой (Шикотан и др.). Ее северным продолжением служит подводный хребет Витязя, параллельный Большой Курильской гряде. Наибольших высот (до 1,5—2 км) вершины островов достигают в южной и северной частях этой гряды, а средняя ее часть относительно понижена. Такое же поперечное понижение свойственно средним участкам хр. Витязя и узкой продольной депрессии, отделяющей его от Большой Курильской гряды. С северо-запада к этой гряде примыкают глубоководная Южно-Охотская, или Курильская, котловина, наиболее широкая (до 300 км) в своей юго-западной части и постепенно сужающаяся и выклинивающаяся к северо-востоку. Ее почти плоское дно лежит на глубинах 3—3,3 км.

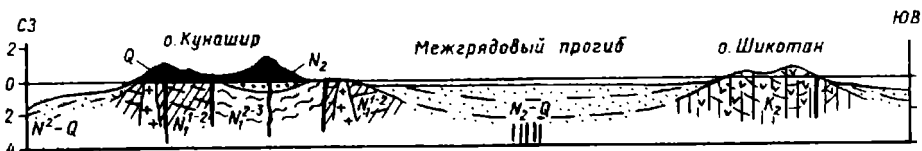


Рис. 53. Поперечный разрез через южную часть Курильской островной дуги (по К.Ф.Сергееву, 1976)

К юго-востоку от Курильской дуги, а также о. Хоккайдо и Южной Камчатки простирается на 2300 км дугообразный Курило-Камчатский глубоководный желоб шириной около 100 км с глубинами дна до 8–10,5 км. С юго-востока он ограничен широким асимметричным валом Зенкевича, плавно переходящим к востоку в ложе Тихого океана.

Геолого-геофизическое изучение Курильской дуги было начато японскими учеными. После 1945 г., когда Курильские острова вошли в состав СССР, эту островную дугу и смежные депрессии исследовали вулканологи Г.С.Горшков, Е.К.Мархинин, В.И.Федорченко, В.Н.Шилов, геологи Г.М.Власов, Г.С.Гнибиденко, А.В.Горячев, Ю.С.Желубовский, А.Ф.Прялухина, К.Ф.Сергеев, Г.Б.Удинцев, Т.И.Фролова, В.Т.Фролов, И.А.Бурикова и др., геофизики В.Н.Аверьянова, И.П.Косминская, Р.З.Тараканов, И.К.Туезов, С.А.Федоров, Т.К.Злобин, М.Л.Красный и др.

В тектоническом отношении Курильская дуга состоит из двух узких дугообразных сводово-глыбовых линейных поднятий, разделенных неглубоким прогибом: внешнего невулканического (выраженного Малой грядой и хр. Витязя) и внутреннего вулканоактивного, отвечающего Большой гряде (рис. 53). В сложении фундамента внешней дуги, судя по вынесенным на поверхность ксенолитам из его пород, участвуют гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, горнblendиты, серпентиниты и др., предположительно происходящие из палеозойско-мезозойских геосинклинальных образований (в том числе офиолитов) и более глубоких горизонтов континентальной коры. В обнаженном разрезе о. Шикотан главную роль играют полого наклоненные к юго-востоку вулканогенные толщи верхнего мела (сантон-кампан) видимой мощностью до 2 км — подушечные базальтовые лавы, выше вулканогенно-обломочные породы (подводный коллювий) и терригенно-туфогенно-кремнистый флиш, расчлененный потоками и силлами трахибазальтов. Этот комплекс несогласно перекрыт маломощными неогеновыми (?) наземными вулканитами базальтового и андезитового состава, а на подводных склонах островов — также неоген-четвертичным песчано-диатомитовым флишем.

В строении внутренней дуги участвуют три главных комплекса: донеогенный фундамент, пологоскладчатый миоцен-плиоценовый вулканогенно-осадочный комплекс и недеформированный четвертичный вулканогенный комплекс. Донеогеновое основание на Больших Курилах не обнажается, но о его составе и возрасте можно судить по ксенолитам гранулитов, габброидов, а также кварцитов и роговиков. С северо-западного подводного склона гряды подняты обломки биотитовых гранитов с возрастом 155 млн лет (конец доггера), а на некоторых островах встречены обломки или гальки верхнемеловых гранитоидов. Согласно М.И.Волобуеву, по изотопному составу ураногенного свинца из галенитов миоценовых колчеданных месторождений Большой Курильской гряды получена цифра 3,6 млрд лет, указывающая на раннеархейский возраст континентальной коры, явившейся глубинным источником свинца пород и руд Курильской дуги. Эти данные позволяют предполагать присутствие в фундаменте внутренней дуги глубокометаморфизованных пород раннедокембрийского возраста (по-видимому, принадлежащих юго-восточному продолжению Охотского и Охотоморского массивов) и, возможно, палеозойско-мезозойских геосинклинальных образований, прорванных юрскими и меловыми малоглубинными гранитоидами. Палеогеновые образования во внутренней зоне, как и во внешней, по-видимому, отсутствуют.

В разрезе неогенового вулканогенно-осадочного комплекса, накопившегося в основном в подводных условиях и охарактеризованного остатками пелелипод и гастропод, выделяются несколько серий, разделенных перерывами общей мощностью до 5–6 км. Нижняя парамуширская серия (нижний-средний миоцен) представляет сочетание терригенных (песчаники, алевролиты) и вулканогенных (туфы, вулканические брекчи, реже лавы) пород базальтового, андезитового, дацитового и риолитового состава (до 3 км), прорванных телами кварцевых диоритов. Породы этой серии, сопоставляемые с зеленотуфовой формацией Японии и Сахалина, интенсивно пропилитизированы. Итурупская серия (верхний миоцен) выражена флишоподобным чередованием диатомитов, опок, кремнистых алевролитов, песчаников и туфов (до 2 км). В ее верхней части присутствуют базальтовые и андезитобазальтовые лавы. В утесной серии (плиоцен) преобладают вулканы андезитового состава при подчиненной роли кислых туфов и терригенных пород (до 1–1,5 км). Неогеновые образования залегают полого, но разбиты многочисленными крутыми разломами, вблизи которых они осложнены складками и флексурами.

На размытой поверхности разных серий неогена залегают ненарушенный четвертичный вулканический комплекс, накопившийся в наземных и частично подводных условиях. Он начинается с базальтовых лав, слагающих вулканические плато, на которые “насажены” постройки около 100 потухших и более 30 действующих вулканов. Часть вулканов сложена базальтами и андезитобазальтами, но более многочисленны полигенные вулканы, образованные гаммой пород от базальтов до андезитодацитов (при резком преобладании андезитов); некоторые из них осложнены кальдерами. Имеются также мелкие моногенные экструзивные купола риолитов и дацитов. Базальтовые вулканы первой группы, несомненно, питались из очагов в верхней части мантии на глубинах около 60 км. Очаги существенно андезитовых вулканов второй группы часть геологов также считают мантийными, но предполагают наличие внутри коры промежуточных очагов, в которых происходила кристаллизационная дифференциация глубинных базальтовых расплавов. Другие геологи допускают существование под этими вулканами самостоятельных анатектических внутрикоровых очагов андезитовой и более кислой магмы.

Южно-Охотская впадина выполнена четвертичными (0,5–0,8 км) и, по-видимому, неогеновыми осадками (до 3–3,5 км), залегающими на акустическом фундаменте; скорее всего он сложен породами мезозойского и более древнего возраста, поскольку с обоих склонов этой впадины драгированием подняты средне-верхнеюрские граниты, а со стороны нынешней впадины в пределы Большой Курильской гряды в миоцене приносились гальки гранитов, гранитогнейсов, гнейсов и разнообразных метаморфических сланцев, свидетельствующие о существовании в ее пределах начиная с позднего мела или по крайней мере с палеогена до начала неогена размываемого поднятия.

Курило-Камчатский глубоководный желоб асимметричен. Его западный, осложненный ступенями склон более крут (5–10°, иногда до 25°), чем восточный, и сложен несогласно залегающими на верхнемеловых образованиях мощными туфогенно-терригенно-кремнистыми отложениями. В нижней части склона они заметно деформированы, возможно, в результате оползания по склону. Признаков существования “аккреционной призмы” из смятых океанских осадков, нагроможденных над гипотетической зоной субдукции, здесь не обнаружено. Плоское дно желоба средней шириной около 5 км (иногда до 20 км)

выстлано маломощными неуплотненными недислоцированными осадками. В целом более пологое внешнее крыло желоба и вал Зенкевича по широко распространенным представлениям обладает корой океанического типа, разбитой разломами на блоки, с маломощным несплошным чехлом океанских осадков, подстилаемых комплексом толеитовых базальтов второго слоя океанической коры раннемелового (?) возраста, ниже которых должен залегать третий слой последней, сложенный породами базит-ультрабазитового состава. Однако по данным драгирования, проведенного Б.И. Васильевым и другими, на отдельных участках вала Зенкевича и внешнего склона глубоководного желоба, в основании толеитовых базальтов наряду с обломками ультраосновных пород, габброидов и диабазов были обнаружены также обломки гранатсодержащих слюдяных сланцев, кварцитов и других метаморфических пород, указывающих на большую сложность строения коры краевой зоны ложа Тихого океана. Некоторые исследователи, впрочем, считают эти породы моренным материалом, сгруженным с айсбергов.

Согласно новейшим данным сейсмических исследований, проведенных методами ГСЗ, КМПВ и МОВЗ, кора под всей Курильской островной дугой имеет континентальный характер и обладает мощным (до 20 км) "базальтовым" и относительно маломощным (несколько километров) "гранитным" слоем. Ее общая мощность составляет под Большой Курильской грядой 30–35 км, под Малой грядой и хребтом Витязя — около 20 км; к оси желоба она уменьшается до 15 км, а на его восточном склоне, где кора приобретает океанический характер, — до 10–8 км. Под Южно-Охотской впадиной, где раньше предполагалась маломощная кора субокеанического типа, по новейшим данным (Биккенина и др., 1987) устанавливается несколько утоненная (27 км) и переработанная континентальная кора. Под четырехкилометровой толщей неоген-четвертичных осадков здесь фиксируется маломощный (2–3 км) "гранитно-метаморфический слой" (палеозой-мезозой?) и мощная (до 20 км) нижняя кора; в ее разрезе "слои" со скоростями, свойственными "базальтовому слою" (6,7–7,0 км/с), дважды чередуются с более высокоскоростными (7,8–8,2 км/с), возможно отвечающими телам из проникшего в кору мантийного материала.

В кровле мантии (на глубине 30 км) скорость продольных волн достигает 8,4 км/с. Однако уже на глубине 40 км под Южно-Охотской впадиной эта скорость снижается до 7,8 км/с, а между 50–70 и 100–140 км — даже до 7,2–7,6 км/с. Здесь, согласно И.К. Туезову, в верхах мантии выявлена обширная выпуклая кверху астеносферная линза мощностью до 100–150 км, подошва которой полого погружается к северо-западу от 120–150 км под Курильской дугой до 250 км под средней частью Охотского моря, где она выклинивается. Тепловой поток в районе Южно-Охотской впадины и Курильской дуги в целом повышен примерно вдвое, а под Большой Курильской грядой — даже в 2,5 раза по сравнению с его средними значениями, а под глубоководным желобом — относительно понижен. По расчетам И.К. Туезова, на глубинах 30–40 км под Большой грядой и Южно-Охотской впадиной температуры достигают 1000° и вещество в пределах астеносферной линзы относительно разуплотнено и в ее верхней части (до глубин в 100 км) должно находиться в состоянии частичного плавления.

Приведенные данные позволяют предполагать наличие под Курильской дугой и Южно-Охотской впадиной асимметричного в поперечном сечении, наклоненного к северо-западу горячего мантийного диапира. Строение ано-

мального магнитного поля под Курильской дугой и Южно-Охотской котловиной довольно сложное и контрастное, однако оно слабо связано с новейшей тектонической структурой и морфологией и отражает, по-видимому, наличие древних неоднородностей в глубоких частях коры этого региона. С Большой Курильской грядой совпадает линейный минимум геомагнитного поля, а с Малой грядой, хребтом Витязя и внешним склоном глубоководного желоба — крупные линейные максимумы. В Южно-Охотской впадине прослеживаются линейные максимумы как продольного, так и поперечного (северо-северо-западного) простирания. Гравитационное поле характеризуется минимумами над Курило-Камчатским желобом и максимумом (особенно резким в редукции Буге) над Южно-Курильской впадиной.

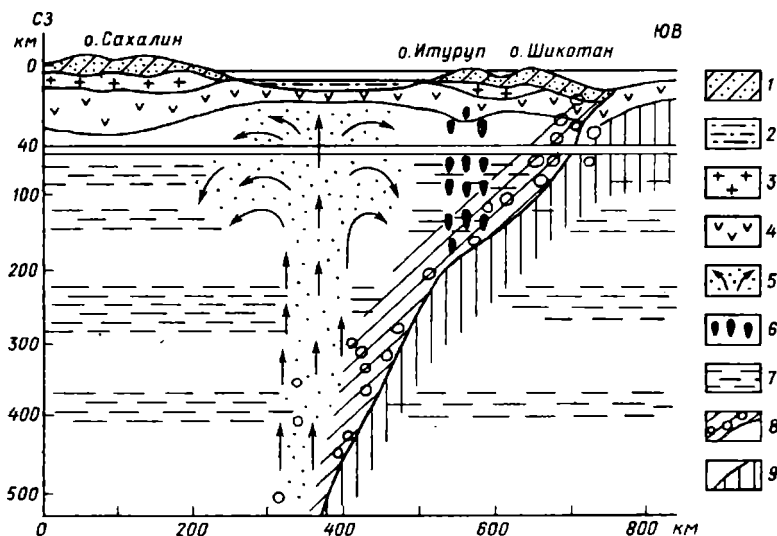


Рис. 54. Схематический глубинный геолого-геофизический разрез Южного Сахалина, Южно-Охотской впадины, южной части Курильской дуги и южной части Курило-Камчатского желоба (по Р.З.Тараканову, в интерпретации Н.А.Богданова, 1988):

1 — кайнозойские вулканогенные и осадочные образования; 2 — осадочный слой глубоководной впадины; 3 — метаморфические породы "гранитного слоя"; 4 — базальты океанической коры и породы "базальтового слоя"; 5 — глубинный поток тепла и флюидов; 6 — зоны плавления мантии под островной дугой; 7 — астеносферные слои пониженной скорости в мантии; 8 — краевая часть плиты, перемещающейся в сторону океана (совпадающая с ней сейсмофокальная зона с очагами землетрясений); 9 — субдуцирующая океаническая плита

Курильская дуга и прилегающие к ней с запада зоны отличаются исключительно высокой сейсмичностью: к ним приурочено около 50% землетрясений в пределах СССР. В зоне Курило-Камчатского желоба очаги землетрясений, нередко вызывающие катастрофические волны на берегах Курильских островов — цунами, — расположены в коре. Но подавляющая часть сейсмических очагов располагается в мантии, на глубинах от нескольких десятков до 600–650 км, и приурочена к сейсмофокальной зоне (или зоне Вадати—Заварицкого—Беньофа) шириной 500–100 км, которая, начинаясь под западным склоном

глубоководного желоба, в целом падает под Азиатский континент под углом 45–50°, причем в нижней части несколько круче, чем в верхней (рис. 54).

Анализ поля напряжений в очагах глубокофокусных землетрясений показывает, что в них в целом преобладает субгоризонтальное сжатие, поперечное к простираению фокальной зоны, однако в деталях ориентировка векторов напряжений более сложна и неоднородна на разных ее участках. Сторонники концепции тектоники плит интерпретируют эту и аналогичные ей фокальные зоны как зоны субдукции, т.е. происходящего в настоящее время (и происшедшего в прошлом) поддвига Тихоокеанской литосферной плиты до глубин 600–650 км под Азиатским литосферно-мантийный блок. Существует, однако, и противоположное мнение (высказанное в 1946 г. А.Н.Заварицким и позднее Г.Штидле и П.Н.Кропоткиным), что в этой зоне, происходит активное надвигание (обдукция) Азиатского литосферного блока на Тихоокеанский и что погружение краевой части последнего под край Азиатского блока является следствием этого процесса, который, по современным представлениям сторонников подобного мнения, скорее всего мог быть вызван подъемом горячего асимметричного мантийного диапира под районом современной Южно-Охотской впадины и Курильской дуги и односторонним расширением его верхней части к востоку, в сторону Тихого океана.

Уже в 60-х годах было установлено, что сейсмические очаги размещаются в пределах сейсмофокальной зоны неравномерно, но преимущественно концентрируются в нескольких интервалах глубин (около 50 км, 100–150, 300–400, 500–600 км). Вместе с тем, по данным Р.З.Тараканова, в верхней мантии Курило-Камчатского региона до глубин 400–450 км установлено четырехкратное чередование горизонтальных сейсмических слоев с относительно повышенными и пониженными скоростями прохождения упругих волн, пересекающих сейсмофокальную зону ("полиастеносферная модель верхней мантии"). Основываясь на этих фактах, Т.К.Злобин высказал еще одну гипотезу о процессах, происходящих в сейсмофокальной зоне, согласно которой в ее пределах на некоторых глубинных уровнях происходят относительные горизонтальные смещения пластин верхней мантии, причем верхние пластины перемещаются к востоку относительно нижележащих, и, таким образом, со временем происходит постепенное выполаживание первоначально более крутой или даже вертикальной сейсмофокальной зоны и надвигание ее верхней части на краевую часть ложа Тихого океана. Наконец, существует гипотеза Ю.В.Чудинова о том, что в сейсмофокальных зонах, включая Курило-Камчатскую, осуществляется процесс эдукции, т.е. глубинное выдвигание новообразованной коры краевой части Тихого океана из-под коры островной дуги вследствие общего расширения Земли. Как видно из сказанного, вопрос о природе геодинамических процессов, протекающих в сейсмофокальной зоне, остро дискусионен и пока остается открытым.

Геологическое развитие Курильской гряды и обрамляющих ее депрессий можно более или менее достоверно наметить лишь с позднемелового времени. В отношении предшествующей истории существуют две главные противоположные гипотезы. Согласно одной из них эта дуга возникла на коре океанического типа, которая в ходе геосинклинального процесса преобразуется в переходную и пока еще незрелую и не повсеместно развитую континентальную кору. Согласно другой в пределах островной дуги имеется древняя континентальная кора, подвергавшаяся, в частности в кайнозое, процессам деструкции,



приведшим к ее переработке, утоньшению, а в средней части дуги — и полному разрушению. В отношении Южно-Охотской впадины соответственно высказываются предположения о ее реликтовой океанической природе и о сравнительно недавнем ее возникновении в результате раздвига континентальной коры, либо ее опускания под впадиной без горизонтального расширения или при слабом расширении, сопровождавшемся изменением физических свойств вследствие фазовых переходов или инъекций мантийного материала.

Как следует из рассмотренного выше материала, наличие под островной дугой на всем ее протяжении достаточно мощной континентальной коры (30–35 км), присутствие в ее составе гнейсов, кристаллических сланцев и других глубокометаморфизованных пород, а также радиоизотопные данные о раннеархейском возрасте основания дуги позволяют склониться к мнению о древности ее континентального основания, принадлежавшего, как и фундамент Японских островов и Южной Камчатки, к раннедокембрийской окраине Азиатского континента и впоследствии вовлеченного в геосинклинальный процесс. Свидетельствами различных фаз этого процесса являются обнаруженные в виде ксенолитов и галек офиолиты на Малой Курильской гряде, юрские и меловые гранитоиды Большой гряды.

В позднемеловое время зона Малой Курильской дуги представляла эвгеосинклинальный прогиб, заполнявшийся продуктами подводного базальтового вулканизма и туфогенно-терригенно-кремнистыми филлитовыми толщами. Зона Большой гряды была относительно приподнята, так же как, вероятно, и зона Южно-Охотской впадины. В палеогене в поднятие была вовлечена и зона Малой Курильской гряды. С начала миоцена в зоне Большой Курильской гряды возник относительно глубокий прогиб, заполнявшийся в течение всего неогена в подводных условиях туфогенно-терригенно-кремнистыми осадками, с отдельными потоками лав разнообразного (от базальтов до дацитов) состава. Несколько позднее в опускание была вовлечена Южно-Охотская впадина, с отдельных участков которой в миоцене еще поступал в Большемурильский прогиб обломочный материал. Ее погружение сопровождалось рассеянным растяжением континентальной коры (?) (без ее полного разрыва) и проникновением в нее мощных силлов мантийного материала.

Опускание, активизация вулканизма в Большемурильской дуге и растяжение в ее “тылу”, по-видимому, были вызваны подъемом мантийного диапира и асимметричным расширением его верхней части в сторону ложа Тихого океана, сопровождавшимися обдукцией коры Курильской дуги (?). В позднем плиоцене—антропогене в ней обособились две дугообразные зоны относительных и частично абсолютных поднятий, во внутренней из которых происходили наземные и подводные извержения многочисленных центральных вулканов. В это же время оформился в своей современной позиции Курило-Камчатский глубоководный желоб, испытавший, как и вал Зенкевича, значительное (до 4–4,5 км) погружение. В настоящее время геосинклинальный процесс в Курильской дуге, по-видимому, еще продолжается. Современные зоны поднятий и погружений должны рассматриваться как “живые” геоантиклинальные и геосинклинальные прогибы. Верхнемеловые и кайнозойские осадочно-вулканогенные комплексы еще не подверглись значительным деформациям сжатия и орогенный этап кайнозойского геосинклинального “цикла” еще не начался.

К числу полезных ископаемых в Курильской островной дуге следует отнести образовавшиеся в подводных условиях вулканогенно-эксталяционные кол-

чеданные медно-полиметаллические руды миоценового возраста, сопоставляемые с аналогичными и одновозрастными рудами месторождений типа Кууроко на Японских островах. Эти руды известны на ряде островов Большой Курильской гряды — Кунашир, Уруп, Парамушир и др. На последнем острове известно месторождение самородной серы, приуроченное к кратеру действующего вулкана Эбеко.

#### **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

Поскольку Тихоокеанский подвижный пояс отделяет древние платформы с архейско-нижнепротерозойской континентальной корой от ложа Тихого океана с корой океанического типа, вопрос о времени заложения этого пояса как пограничной зоны по существу смыкается с вопросом о возникновении и происхождении Тихоокеанской впадины. Генезис ее до сих пор остается сугубо гипотетичным. Существовала же она, согласно наиболее широко распространенному мнению, по крайней мере уже в позднем протерозое, о чем говорит наличие простирающихся вдоль ее окраин и частично вдающихся в глубь обрамляющих ее древних платформ или между ними древнейших средне- и позднерифейских геосинклинальных, а также авлакогеосинклинальных прогибов и авлакогенов и рифейский возраст древнейших офиолитовых ассоциаций в некоторых районах Тихоокеанского пояса. Представление о заложении в рифее в полной мере может быть отнесено к северо-западной части этого подвижного пояса, судя по существованию рифейско-раннекембрийских, близких к мнгогеосинклинальным прогибов, простиравшихся вдоль восточного края Буреинского и Ханкайского массивов и вдававшихся к западу между последними и Китайско-Корейской платформой, а также на основании позднерифейского (?) возраста пород офиолитового комплекса Восточной Камчатки.

Западные, внешние зоны северо-западной части подвижного пояса развивались на подвергшейся деструкции дорифейской коре континентального типа, присутствие которой установлено на Тайгоносе, юго-западной Камчатке, в некоторых районах Сихотэ-Алиня и северо-западной части Хонсю и может предполагаться в пределах Охотоморского массива и в основании Курильской гряды. Возможно, местами эта кора еще в рифее (или начале среднего палеозоя) была разорвана и возникли раздвиговые зоны с меланократовым фундаментом. Но более широко допалеозойский меланократовый фундамент был распространен во внутренних (восточных) зонах северо-западной части пояса, к которым относятся большая часть Корякской системы, Олоторская, Восточно-Камчатская, может быть Восточно-Сахалинская зоны, а также, возможно, ложе Алеутской впадины Берингова моря. В тектоническом развитии северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса можно наметить несколько "циклов", начинающихся с преобладания растяжения и погружения и после ряда перипетий, завершающихся преобладанием сжатия и поднятий на обширных площадях. Рубежи между циклами и их этапами и стадиями не всегда синхронны в разных областях подвижного пояса.

Первый геосинклинальный цикл, как уже говорилось, начинается в Сихотэ-Алинской области в среднем (?) рифее и завершается в середине кембрия, т.е. в салаирскую эпоху, деформациями сжатия, метаморфизмом, гранитоидным плутонизмом и региональным поднятием. Возможно, что в рамках этого

цикла в дальнейшем смогут быть выделены два подцикла — байкальский и салаирский.

Второй геосинклинальный цикл в южной половине северо-западной части Тихоокеанского пояса (Сихотэ-Алинь, Япония и, возможно, Сахалин) начался со стадии деструкции коры и усиления погружений скорее всего в силуре и в конце сложного и длительного развития завершился интенсивными деформациями сжатия, становлением гранитоидов (в зонах, где кора имела континентальный характер) и общим поднятием в ту или иную эпоху мезозоя: в центральной части Японского моря перед юрой, на Хонсю в конце юры, в Хингано-Буреинской зоне в начале мела, в Сихотэ-Алине в конце раннего-середине позднего мела, в восточной зоне Сахалина и на Хоккайдо в конце мела.

В северной половине северо-западной части Тихоокеанского пояса самостоятельный позднепротерозойско-кембрийский (байкало-салаирский) цикл не фиксируется, и по существу единственный полностью завершённый геосинклинальный цикл охватывает палеозой (с ордовика или силура) и мезозой. Во внешней (западной) Кони-Тайгоносской зоне пояса, заложенной на древней, по крайней мере частично архейской континентальной коре, рифейские отложения, по-видимому, представляли чехольный комплекс, а геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся терригенно-кремнисто-вулканогенными образованиями, возникли в палеозое и завершили свое развитие в начале позднего мела, когда они были заполнены мощными наземными вулканитами и молассами внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса и подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям. Не исключено, что Кони-Тайгоноская зона соединялась на юге с Сихотэ-Алинской, закончившей свое геосинклинальное развитие одновременно с ней. В пределах Охотского моря и юго-западной Камчатки, по-видимому, находился обширный блок раннедокембрийского фундамента, сохранявший характер жесткого срединного массива на протяжении палеозоя и даже раннего мезозоя; в меловое время он подвергся тектономагматической активизации, был на ряде участков перекрыт наземными, преимущественно кислыми вулканитами и интродуцирован телами гранитоидов.

На территории Корякского нагорья, по крайней мере начиная с ордовика или силура до конца мела, существовал геосинклинальный прогиб, или скорее система прогибов, заложенных на коре океанического типа и заполненных толщами морских (частично глубоководных) кремнисто-терригенных, туфогенных отложений и основных вулканитов, а в разрезе мезозоя — также олистостромовых толщ. Развитие этой талассогеосинклинальной системы, осложнявшееся фазами сжатия и последующего растяжения перед поздней юрой и в середине мела, завершилось складчато-покровными деформациями в конце мела и начале (?) эоцена, в ходе которых в основном сформировалась современная структура Корякской системы и ее восточного продолжения, занимающего шельф Берингова моря между Корякским нагорьем и Аляской.

С завершающей стадией развития поздних мезозойских, или ларамид (Корякской системы, Восточно-Сахалинской зоны и пр.), совпадает во времени ранняя стадия развития кайнозойских геосинклинальных прогибов и систем (Западного Сахалина, Камчатско-Олюторской, Курильской), начавшаяся в конце раннего или начале позднего мела.

Как и в палеозойско-мезозойском цикле, одна часть мел-кайнозойских

прогибов развивалась на континентальной коре и принадлежала к мио- или мезогеосинклинальному типу с терригенным или туфогенно-терригенным разрезом (прогиб Западного Сахалина — Татарского пролива), а другая, занимавшая более внутреннее положение в тектоническом плане пояса (Олюторская, Восточно-Камчатская, Малокурильская зоны), в основном была заложена на меланократовом фундаменте и характеризовалась эвгеосинклинальным типом развития с мощными кремнисто-базальтовыми формациями в низах разреза и терригенно-вулканогенными более пестрого состава в более высоких ее частях. Процесс погружения, прерывавшийся поднятиями, а в Камчатско-Олюторской системе — и складчато-надвиговыми и покровными деформациями в палеоцене и эоцене, завершился деформациями сжатия и общим поднятием в позднем миоцене (в Камчатско-Олюторской системе) или в раннем (?) миоцене (на Сахалине).

Одновременно с завершающими стадиями геосинклинального развития кайнозойских прогибов и систем в олигоцене-миоцене в ходе общего растяжения, утоньшения, раздробления и частично раздвига ранее существовавшей коры над растущими горячими мантийными диапирами возникают впадины окраинных морей (Япономорская, Южно-Охотская, Командорская), в дальнейшем, в плиоцене-антропогене, испытывавшие общее некомпенсированное погружение. Вдоль их притихоокеанского фланга оформляются в своем современном виде дугообразные зоны глыбовых поднятий (Командоро-Алеутская, Курильская, Японская островные дуги) и сопряженные с последними глубоководные желоба с уходящими от них под континент сейсмофокальными зонами.

Плиоцен (особенно поздний плиоцен) и антропоген в северо-западной части Тихоокеанского пояса отмечены прекращением деформаций сжатия и, наоборот, широким развитием блоковых структур, обусловленных горизонтальным растяжением, — грабенов, горстов, ограниченных сбросами односторонне наклоненных блоков, раздвигов разных масштабов, характерных для Камчатки, Курильской и Командоро-Алеутской островных дуг, северо-западной части Сихотэ-Алинской системы, ложа Япономорской впадины и пр. К этому же времени относятся мощные и неоднократные вспышки наземного вулканизма, как существенно базальтового (Камчатка, Сихотэ-Алинь), так и более разнообразного по составу продуктов (Курильская дуга).

Этот комплекс взаимосвязанных тектономагматических процессов, происходивших в позднем кайнозое в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, т.е. в широком смысле — в зоне перехода от Азиатского континента к ложу Тихого океана, пока не получил однозначной геодинамической интерпретации. Одними исследователями он трактуется в свете концепций тектоники литосферных плит как результат поддвига (субдукции) Тихоокеанской литосферы под литосферу переходной зоны, другими — как следствие активного асимметричного (в поперечном сечении) подъема и расширения мантийных диапиров в переходной зоне и надвигания (обдукции) их литосферы на край ложа Тихого океана, а третьи (в свете гипотез пульсации и расширения Земли) рассматривают активизацию процессов растяжения коры и вулканизма во многих зонах Тихоокеанского пояса как проявления рифтогенеза, связанные с фазой некоторого глобального расширения Земли в плиоцене-антропогене.

Приведенные в частях 1, 2 и 3 этой книги обзоры геологического строения главных тектонических областей СССР и краткие сведения о строении некоторых смежных регионов, а также ложа омывающих их внутренних и окраинных морей, принадлежащих к бассейнам Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов, дают возможность выделить и охарактеризовать основные этапы геологического развития Северной Евразии. Частично мы обсуждали эти вопросы применительно к геологической истории отдельных платформ, метаплатформ, складчатых областей и целых подвижных поясов. Поэтому, не повторяя всего, что было сказано об этапах эволюции конкретных регионов, мы отметим здесь лишь самые общие черты развития всей рассмотренной выше территории, столь обширной, разнообразно построенной и представительной, что она во многом позволяет судить о главных этапах эволюции земной коры всей нашей планеты. Можно выделить пять таких главнейших этапов (мегаэтапов):

1) мегаэтап формирования древнейшей континентальной коры платформ и, возможно, шире — коры континентов — катархей и архей;

2) мегаэтап существования в пределах континента Евразии протоплатформенных и протогеосинклинальных областей — ранний протерозой;

3) мегаэтап обособления и раннего развития древних платформ и метаплатформенных областей и заложения подвижных поясов Евразии — поздний протерозой;

4) мегаэтап геосинклинального развития подвижных поясов и формирования плитного чехла древних платформ Евразии — конец позднего протерозоя, палеозой и местами начало мезозоя;

5) мегаэтап сопряженного развития континентальных блоков, новообразованных и обновленных океанов, унаследованных и регенерированных геосинклинальных областей в некоторых подвижных поясах — мезозой–кайнозой. Естественно, что достоверность и полнота данных и охват территорий, о характере развития которых они позволяют судить, последовательно возрастают от ранних мегаэтапов к более поздним.

#### **I. МЕГАЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШЕЙ ПРОТОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ПЛАТФОРМ (КОНТИНЕНТОВ) — КАТАРХЕЙ И АРХЕЙ**

Вопрос о составе наиболее древних пород коры Земли, и в частности Евразийского континента, пока нельзя считать выясненным. В настоящее время большинство исследователей склоняются к представлению, что к числу древнейших образований, обнажающихся в пределах большинства щитов, принадлежат комплексы “серых гнейсов” — в основном первично–магматических (интрузивных и эффузивных) пород преимущественно диоритового, гранодиоритового, тоналитового, плагногранитного, а также габбро–диоритового (или

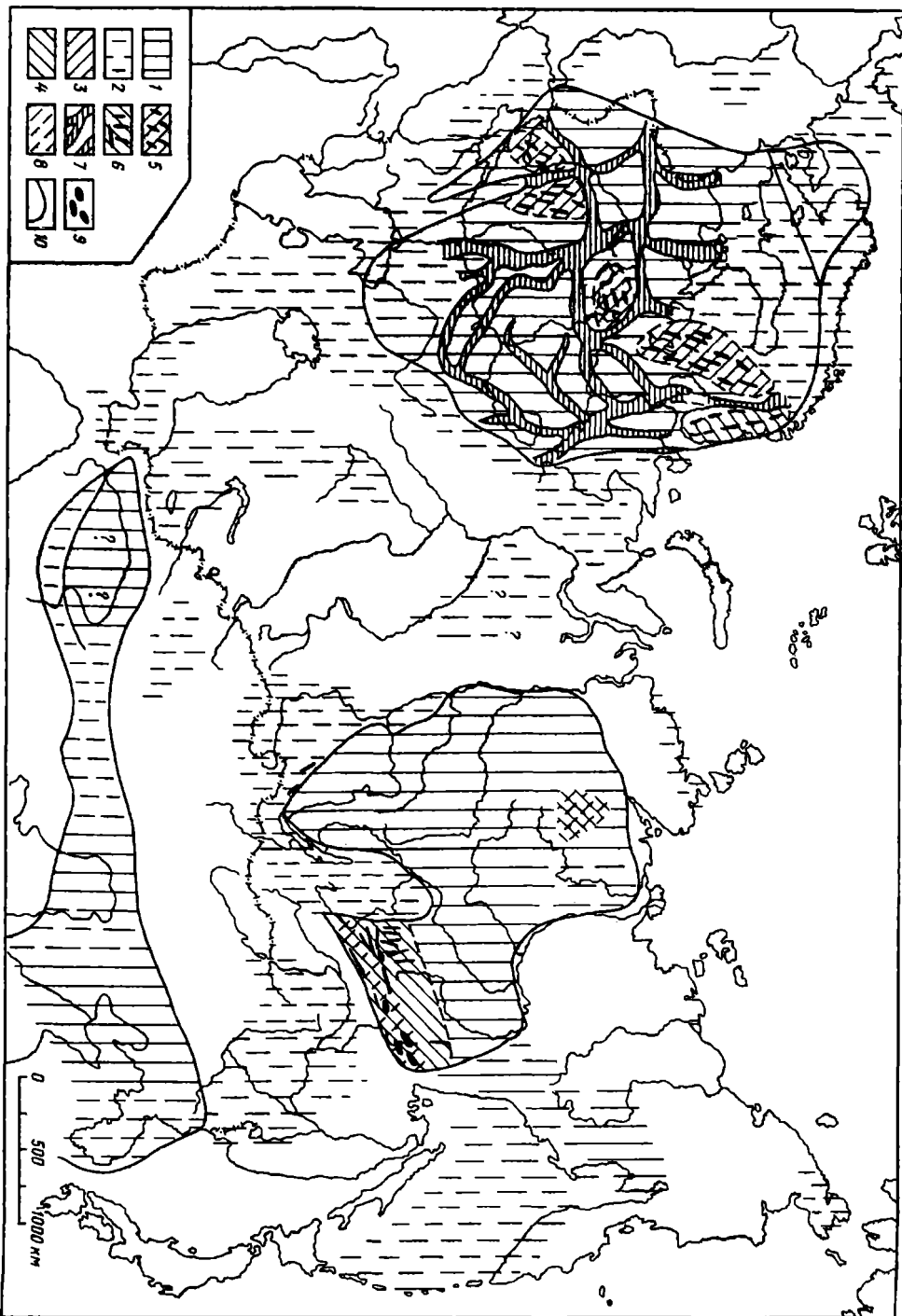


Рис. 55. Схема строения архейского основания территории СССР и смежных областей Евразии (без палинастических реконструкций, так же как и на рис. 56–66):

1 - существование архейское метаморфические протоконтинентальное основание без расчленения; 2 - то же, предположительно (впоследствии сильно переработанное); 3 - катархейско-раннеархейские существование "серогнейсовы" области; 4 - катархейско-раннеархейские существование "чарнокит-гранулитовые" области; 5 - архейские зеленокаменные пояса, расположенные на области типа 3 (гранит-зеленокаменные области); 6 - архейские зеленокаменные пояса, расположенные на области типа 4 (гранулит-зеленокаменные области); 7 - архейско-раннепротерозойские (?) гранулитовые пояса; 8 - зоны позднеархейского—раннепротерозойского диафтореза; 9 - позднеархейско-раннепротерозойские массивы анортозитов, габрондов, пироксенитов; 10 - границы древних платформ с существование архейским фундаментом (показаны для ориентировки)

андезитового, дацитового, реже андезитобазальтового) состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации (рис. 55). "Серогнейсовы" комплексы обычно включают кроме гнейсов также подчиненные им амфиболиты. Состав их характеризуется существенным преобладанием натрия над калием и относительным обогащением (по сравнению с обычными гранитоидами) Ni, V, Cr и обеднением Ti, Rb, Ba, U, Th.

Комплексы "серых гнейсов" известны на обоих щитах Восточно-Европейской платформы, причем для амфиболитов из "серогнейсовой" аульской серии Приднепровского блока Украинского щита Sm-Nd-методом недавно получена древнейшая для всей Земли цифра возраста — 3,91–0,22 млрд лет. На Кольском полуострове древнейшие породы "серогнейсового" комплекса датируются 3,1–3,2 млрд лет. На многих других щитах возраст формации "серых гнейсов" превышает 3,2–3,5 млрд лет. Однако нет оснований утверждать, что "серые гнейсы" принадлежат действительно самой древней, "первичной" оболочке Земли, поскольку магматическое вещество, из которого они образовались, внедрилось в этот субстрат или изливалось на его поверхность.

В отличие от большинства других платформ древнейшие породы, обнажающиеся на Алдано-Становом щите и Анабарском выступе Сибирской платформы, выражены не "серыми гнейсами", а гнейсами и кристаллическими сланцами гранулитовой фации метаморфизма, представляющими значительно более глубоко измененный весьма мощный первично-осадочно-вулканогенный комплекс, накопившийся в пределах глубокого древнейшего прогиба (литоплинта). Согласно данным ряда исследователей, основание этого алданского комплекса слагает еще более древний комплекс гнейсов, кристаллических сланцев, чарнокито- и эндербитогнейсов, рассматриваемый некоторыми геологами (Кицул, Петров и др., 1986) как в целом более глубоко метаморфизованный аналог "серых гнейсов" других платформ. Радиометрические датировки пород этого комплекса дают широкий разброс цифр возраста, но древнейшие из них составляют 3,4–3,7 млрд лет. Аналогичные породы с возрастом до 3,4 млрд лет известны на Омолонском массиве.

Существует предположение, что "серогнейсовы" комплексы, связанные местами латеральными переходами с гранулитовыми, должны переходить в них книзу и представлять различные глубинные зоны архейской протоконтинентальной коры и что поля развития гранулитовых комплексов, в частности, на Алданском и Ана-

барском выступе фундамента Сибирской платформы представляют собой районы, подвергшиеся еще до конца архея весьма значительному поднятию и глубокой денудации. Однако, как отмечалось в части 1, давления, необходимые для преобразования пород нижних горизонтов гранулитового алданского комплекса (достигающие по экспериментальным данным 10–12 кбар), заставляют допустить огромную, геологически неправдоподобную величину последующего (до конца архея) поднятия и эрозионного среза — порядка 30 км. Возможный выход из этого “парадокса архейского регионального метаморфизма” некоторые геологи ищут в предположении о значительно большей плотности и соответственно меньших размерах Земли в катархее и раннем архее по сравнению с последующим временем и ее существенном расширении в течение архея и позднейших эпох.

Развитие Земли в архее характеризовалось повсеместной дифференцированной подвижностью литосферы, ее высокой проницаемостью и величинами теплового потока и геотермического градиента, в несколько раз превышающими современные. Сильно прогретая относительно тонкая протоконтинентальная кора обладала значительной пластичностью, и лишь самая верхняя маломощная ее часть была более хрупкой и в ней могли эпизодически возникать тектонические разрывы, которые, однако, вскоре “залечивались” при повышенном прогреве подобных зон и проникновении в них магматического материала.

На протяжении архея эта кора в различных зонах будущих платформ, а также по крайней мере на некоторых участках будущих метаплатформенных областей и подвижных поясов неоднократно подвергалась растяжению, а ее верхние части — раздроблению, и в их пределах возникали многочисленные зеленокаменные пояса и их структурные “ансамбли” — зеленокаменные области. Растяжение коры в подобных поясах и областях приводило к ее утоньшению, а нередко, возможно, и полному разрыву. Возникшие в ходе этого процесса глубокие трогги заполнялись мощными толщами вулканогенных образований, для состава которых характерны сочетания высокомагнезиальных ультраосновных и основных пород — коматиитов и базальтов — с гаммой более кислых дифференциатов той же первичной мантийной магмы либо контрастные, биомодальные вулканические ассоциации, а также терригенными и железистокремнистыми отложениями. По большей части субстратом зеленокаменных поясов и областей являлись районы развития “серогнейсовой” протоконтинентальной коры (в раннем архее Украинского щита, позднем архее Воронежского массива и Карельской мегазоны Балтийского щита), но на Алданском щите и в зоне Восточного Саяна зеленокаменные пояса, принадлежащие здесь верхам архея, закладывались на массивах, сложенных гранулитовым алданским комплексом.

Развитие зеленокаменных поясов и областей протекало длительно (несколько сотен миллионов лет) и завершалось деформациями сжатия, приводившими к формированию синклинальных, синклинорных и надвиговых структур (которые лишь отчасти могут быть обусловлены гранитным диапиризмом), и широкими проявлениями процессов гранитизации, в основном сосредоточенными между отдельными зеленокаменными поясами, но затрагивавшими и последние. Наиболее интенсивные процессы гранитизации на территориях древних платформ, а также на ряде участков подвижных поясов, где распространены архейские комплексы, имели место в конце архея около 2,6–2,5 млрд



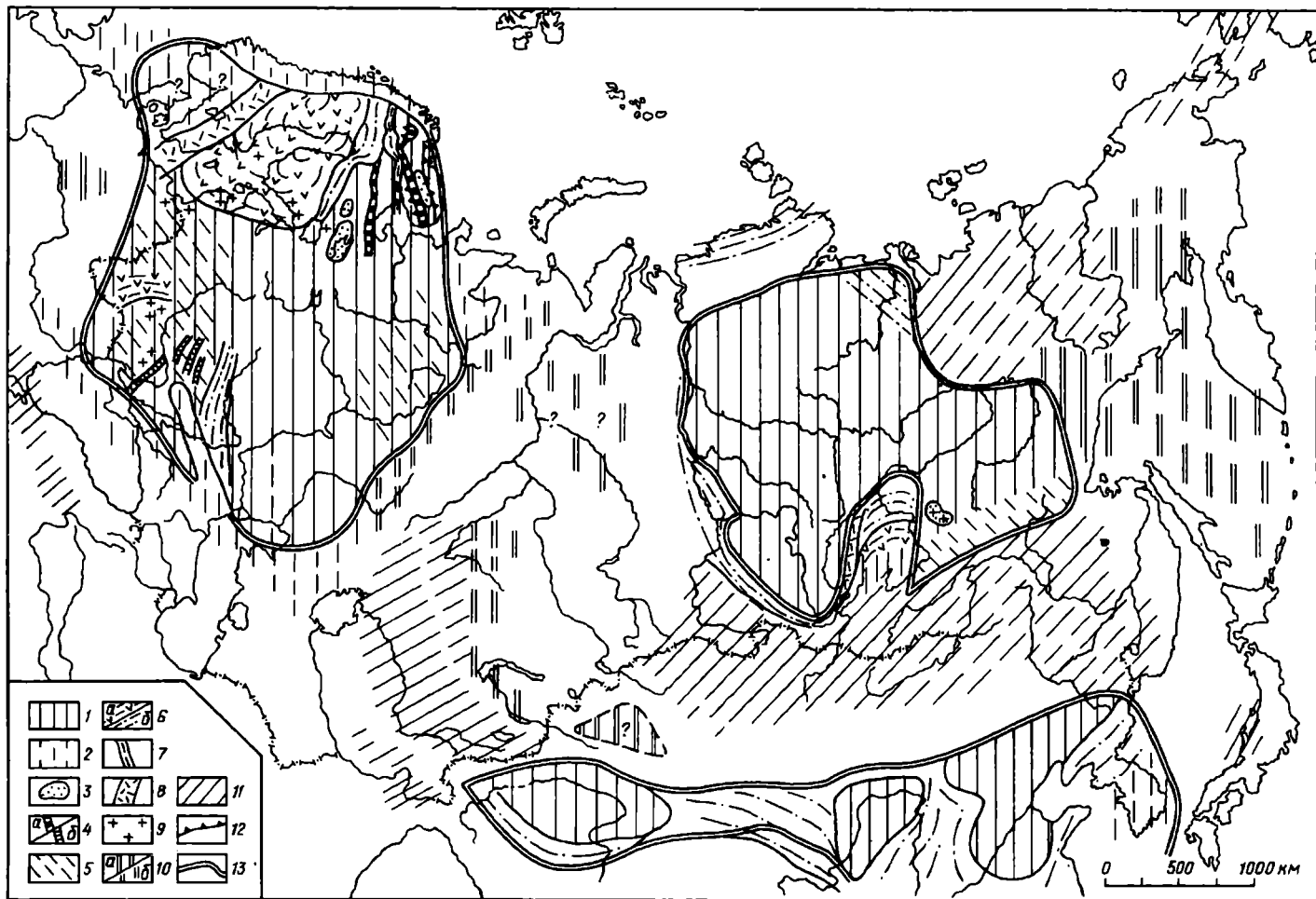


Рис. 56. Схема раннепротерозойской структуры территории СССР и смежных областей Евразии:

1-9 - раннепротерозойские тектонические элементы в пределах возникших позднее древних платформ и металаatformенных областей; 1 - раннепротерозойские протоплатформенные области с архейским метаморфическим фундаментом; 2 - то же, предположительно; 3 - раннепротерозойские протосинклизы; 4 - раннепротерозойские проторифтовые зоны (протовакгоны) с существенно вулканогенным (а) и терригенно-кремнистым разрезом (б); 5 - термальная переработка архейского фундамента в раннем протерозое; 6 - раннепротерозойские протогоеосинклинальные области и зоны протогоеосинклинального (а) и протомиеосинклинального типа (б); 7 - раннепротерозойские гранулитовые пояса; 8 - вулканопутонические пояса конца раннего протерозоя; 9 - массивы гранитов рашакиви и таборо-лаборитов конца раннего протерозоя; 10-11 - раннепротерозойские тектонические элементы в пределах возникших позднее подвижных поясов; 10 - блоки архейского фундамента достоверные (а) и предполагаемые (б); 11 - протогоеосинклинальные области и зоны (частично продолжались развиваться в раннем-среднем рифее); 12 - некоторые крупные надвиги; 13 - границы древних платформ (показаны для ориентировки)

лет назад и были связаны, по-видимому, с "всплеском" выноса в верхние горизонты коры глубинного тепла, а также калия и некоторых других элементов в глобальном масштабе. Коллизионные явления и мощные проявления метаморфизма и гранитизации в конце архея привели к превращению относительно маломощной протоконтинентальной коры в более зрелую и мощную континентальную кору в пределах будущих древних платформ и по крайней мере частично — в других зонах материков.

## II. МЕГАЭТАП ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫХ И ПРОТОГОЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ — РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

К концу архея была в основном сформирована древняя континентальная кора в пределах платформ Северной Евразии, прежде всего Сибирской и Восточно-Европейской, а возможно, также на значительной части площади смежных с ними будущих подвижных поясов (рис. 56). Ее термический режим и степень подвижности в начале протерозоя существенно снизились, верхняя часть коры приобрела некоторую "жесткость", и на обширных территориях Евразии установился относительно более спокойный (хотя и значительно превосходящий по степени мобильности и интенсивности теплового потока режим будущих древних платформ) протоплатформенный режим.

Наиболее обширная протоплатформенная область в течение всего раннего протерозоя находилась на месте Сибирской платформы, по-видимому, местами далеко выходя за ее современные границы. Меньшую площадь занимали протоплатформенные области в пределах нынешней Восточно-Европейской платформы. В ее западной и в меньшей мере в центральной частях земная кора в начале и главным образом в середине раннего протерозоя подверглась более или менее значительной деструкции, приведшей в итоге к возникновению Свекофеннской протогоеосинклинальной области на северо-западе и нескольких более узких протогоеосинклинальных зон в центре и на юго-западе платформы. Протогоеосинклинальные области и зоны, несомненно, возникли также на значительных территориях будущих подвижных поясов (в частности, они существовали в пределах Казахского нагорья, Алтае-Саянской области и Северной Монголии и пр.), Колымского массива, Байкальской метаплатформенной области, вероятно, в северо-восточной части Сибирской платформы и т.д.

Протогеосинклинальные области, по-видимому, в целом существенно уступали по своей протяженности и ширине подвижным поясам неогена, однако общий план их расположения пока не может быть намечен с достаточной достоверностью. Внутри их, судя по формациям слагающих их образований, несомненно, существовали зоны с режимами, близкими соответственно к мио- и эвгеосинклинальному (например, Карсакпайский протоэвгеосинклинальный прогиб в Казахстане), а по мнению некоторых исследователей, также зоны с развитием древнейших офиолитовых ассоциаций (протоофиолитовых комплексов), возможно фиксирующие участки раздвига континентальной коры, например Байкало-Витимская зона в Байкальской области (по К.А.Клигину, Н.Л.Добрецову и др.), восточная зона в Свекофеннской области и пр. Однако в целом масштабы растяжения и, в частности, ширина и площадь зон с новообразованной корой океанического типа в протогеосинклинальных областях раннего протерозоя, вероятно, были значительно меньшими, чем в геосинклинальных поясах неогена.

Во внутренней части Свекофеннской протогеосинклинальной области кора, судя по развитию в ней громадных массивов свекофеннских гранитоидов, по-видимому, сохраняла континентальный характер. Стадия наиболее активного развития протогеосинклинальных областей и зон отвечает средней части раннего протерозоя (2,1–1,9 млрд лет назад). В дальнейшем, между 1,9 и 1,8 млрд лет, они подверглись сжатию с развитием складчато-надвиговых, а местами и покровных деформаций, метаморфизму, гранитизации и были интродуцированы постскладчатыми гранитоидами. Несколько позднее (1,7–1,6 млрд лет назад) вдоль границ некоторых протогеосинклинальных складчатых областей возникли вулканоплутонические пояса (Готский, Ачитканский и пр.).

В пределах протоплатформенных областей в раннем протерозое тектонический режим был также не вполне однородным. Одни их участки испытывали общее поднятие, денудацию и временами (главным образом в свекофеннскую и готскую эпохи) подвергались сильному прогреву, приводившему к развитию наложенного ретроградного метаморфизма, на других, сравнительно небольших участках происходили опускания и формировались брахиморфные впадины с преимущественно терригенным выполнением — протосинеклизы, по глубине местами значительно превосходявшие будущие синеклизы древних платформ. Их развитие нередко завершалось проявлениями гранитизации и пологоскладчатыми деформациями, синхронными со свекофеннской тектономагматической эпохой (например, в Удоканской впадине на Алдано-Становом щите). Наряду с ними возникали также проторифтовые структуры — линейные грабены, заполнявшиеся либо терригенно-кремнистыми (включая джеспилиты), либо существенно вулканогенными (главным образом, базальтоидными) толщами большой мощности; они закладывались обычно одновременно с соседними протогеосинклинальными областями или зонами и простирались субпараллельно их краям, а впоследствии подвергались сжатию и метаморфизации также одновременно с ними (Имандра-Варзугская и Печенгская зоны на Балтийском щите). Некоторые линейные зоны внутри метаплатформенных областей (или между ними), первоначально также, вероятно, имевшие рифтогенный характер, в дальнейшем испытали сильнейшее сжатие и подверглись метаморфизму гранулитовой ступени (Лапландско-Колвицкая зона на Балтийском щите), образовав гранулитовые пояса (впрочем, по крайней мере

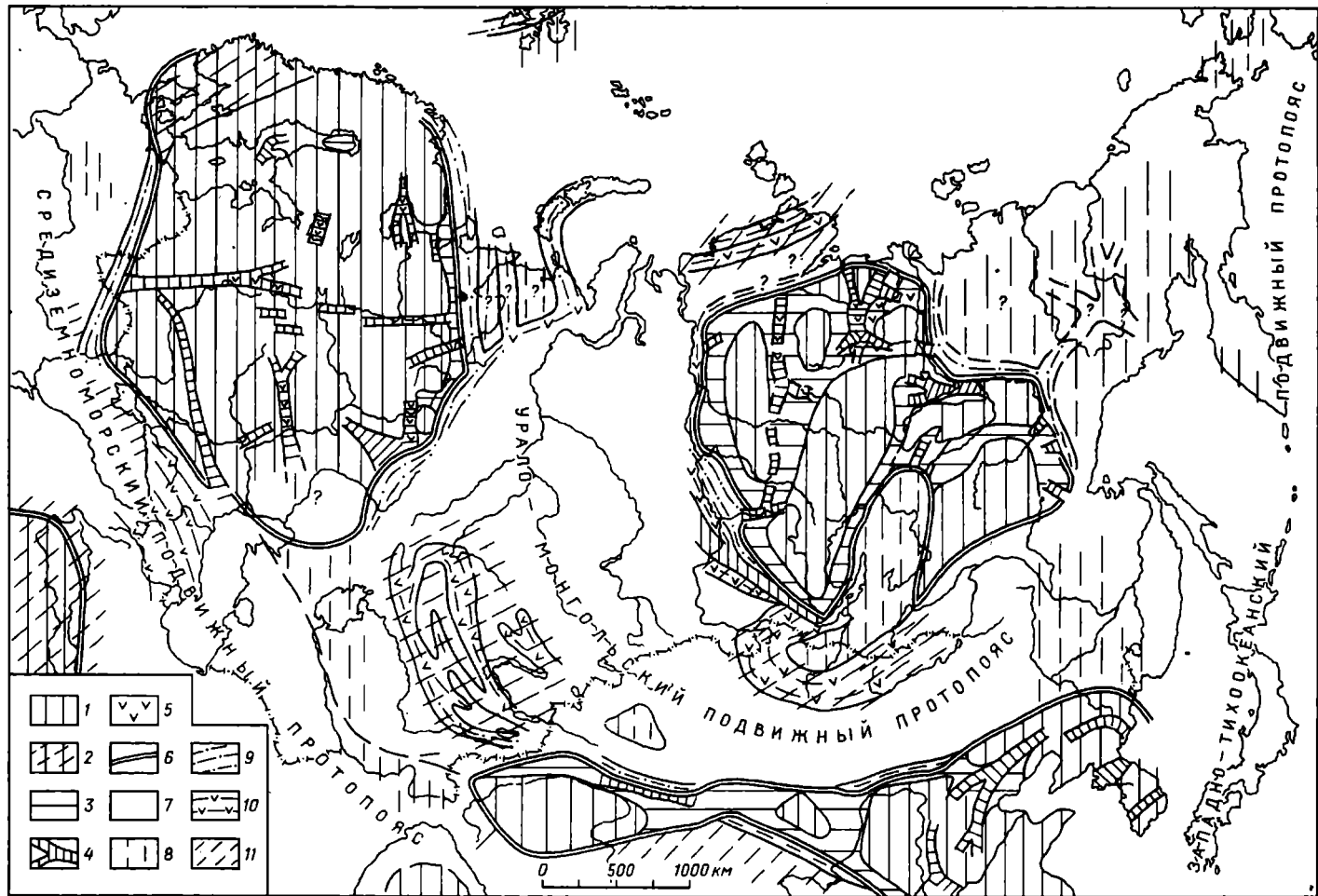


Рис. 57. Схема структуры территории СССР и смежных областей Евразии в раннем—среднем рифее: 1-6 - территории древних платформ: 1 - области поднятия - выступы дорифейского фундамента; 2 - краевые участки с дальсландским (позднерифейским) метаморфическим фундаментом; 3 - районы слабого погружения с маломощным чехлом; 4 - глубокие грабенообразные прогибы — авлакогены; 5 - проявления вулканической деятельности; 6 - границы древних платформ с подвижными поясами; 7-11 - подвижные прогибы: 7 - территории формирующихся подвижных прогибов без расчленения; 8 - дорифейские синклинальные прогибы в окраинных зонах подвижных прогибов; 9 - ранне—среднерифейские геосинклинальные прогибы и системы (новообразованные и унаследованные от раннего протерозоя); 10 - ранне—среднерифейские геосинклинальные прогибы и системы (исседонской, дальсландской) складчатости, метаморфизму и гранитизации; 11 - районы, под-  
вергшиеся предподнерифейской (исседонской, дальсландской) складчатости, метаморфизму и гранитизации

часть гнейсов Лапландского гранулитового пояса принадлежит к позднему архею).

Наконец, отдельные краевые зоны протоплатформ, в частности Становая зона Сибирской протоплатформы, были охвачены в раннем протерозое мощным процессом тектонотермальной переработки. Эти процессы распространялись с юга, из области, находившейся в восточной части будущего Урало—Монгольского пояса, и зона их проявления наложилась на архейский субстрат несогласно к простиранию его древних структур.

Следует подчеркнуть наличие общей глобальной ритмичности в проявлениях горизонтального растяжения, вулканизма, последующего сжатия, метаморфизма и гранитизации на протяжении раннего протерозоя в пределах как протогеосинклинальных областей, так и проторифтовых зон и других тектонических зон протоплатформенных областей. В сущности весь ранний протерозой представлял собой один крупнейший тектономагматический цикл, осложненный несколькими более частными циклами, с максимумом растяжения и “раскрытия” коры около 2,1–2,0 млрд лет и максимумом сжатия и сопутствующими метаморфизмом и гранитизацией около 1,9–1,8 млрд лет назад и последующими проявлениями кислого вулканизма и плутонизма.

### III. МЕГАЗТАП ОБОСОБЛЕНИЯ И РАННЕГО РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И МЕТАПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ЗАЛОЖЕНИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ - ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В конце раннего протерозоя после отмирания протогеосинклинальных областей и зон, складчатости и метаморфизма слагающих их комплексов, закрытия проторифтовых зон на протоплатформах и широких проявлений гранитизации и повторного ретроградного метаморфизма на площадях будущих древних платформ происходило общее значительное снижение и усреднение уровня их тектонотермальной активности. Эти территории превращаются в обширные ядра стабилизации, между которыми сохраняются области, где развитие протогеосинклинальных прогибов и систем не полностью закончилось в конце раннего протерозоя и местами продолжалось в позднем протерозое.

В раннем—среднем рифее на территории Северной Евразии (как и во многих других регионах Земли) резко усилились процессы деструкции континентальной коры — ее горизонтального растяжения, раздробления глубокими трещинами, сбросами, заложения линейных грабенообразных прогибов (авлакогенов и авлакогеосинклиналей) и общего утоньшения коры, не

приводившего (или почти не приводившего), однако, к полному ее разрыву. Резко различная ориентировка зон растяжения как внутри формирующихся платформ, так и вне их указывает на то, что они закладывались в геодинамической обстановке некоторого общего разнонаправленного горизонтального расширения коры в позднем протерозое.

Процессы деструкции в разных районах Евразии (как и на других континентах) проявлялись с существенно различной интенсивностью; это привело к обособлению древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской и др.) как областей, где они были выражены относительно слабо, и заложению между ними, а также между ними и областью Тихого океана широких зон, где проявления деструкции оказались более значительными. Эти зоны, в пределы которых входили в рифее как будущие подвижные пояса, так и метаплатформенные области, можно условно назвать *подвижными протопоясами*. Восточно-Европейская платформа обособилась в границах, сохранивших свое значение на протяжении фанерозоя. Сибирская платформа в рифее, вероятно, распространялась значительно дальше к северо-востоку, продолжаясь в пределы всей или большей части современной Верхояно-Чукотской складчатой области (рис. 57).

На территориях древних платформ деструкция их коры выразилась в возникновении и углублении многочисленных различно ориентированных линейных грабенообразных прогибов — авлакогенов, либо вдающихся в глубь платформ, либо параллельных их границам и затухающих в обе стороны по простиранию, в извержениях базальтов, а также вулканитов более кислого и щелочного состава в авлакогенах и становлении ультраосновных щелочных массивов центрального типа. Общее расширение площади древних платформ в ходе этих процессов вряд ли превышало несколько процентов.

В пределах подвижных протопоясов деструкция коры проявилась прежде всего в заложении вдоль их границ с древними платформами в раннем или среднем рифее более глубоких, протяженных и сложнее устроенных, чем авлакогены, ограниченных и рассеченных разломами авлакогеосинклинальных прогибов, чаще всего заполнявшихся преимущественно терригенными и карбостромовыми и отчасти вулканогенными образованиями. Эти зоны обычно завершали свое длительное полициклическое развитие деформациями сжатия в конце рифея, венде или кембрии. К ним относятся, в частности, Тиманская, Западно-Уральская, Енисейская, Таймырская, Байкало-Патомская, Польско-Датская, Добруджинская и другие авлакогеосинклинальные зоны.

Во внутренних частях подвижных протопоясов в раннем-среднем рифее местами продолжалось развитие некоторых остаточных протогоеосинклинальных прогибов, входивших в состав раннепротерозойских геосинклинальных областей (в Казахском нагорье, восточной части Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском протопоясе, в Карпатах, южной части Крыма и других районах в Средиземноморском поясе). Это развитие, как правило, заканчивалось на рубеже среднего и позднего рифея, т.е. в дальсландскую, или исседонскую, эпоху, складчатыми деформациями, метаморфизмом и становлением гранитоидов. На отдельных других участках подвижных протопоясов в раннем-среднем рифее формировались грабенообразные прогибы типа авлакогенов (Северный Тянь-Шань) или авлакогеосинклиналей, которые перед поздним рифеем подверглись некоторым деформациям сжатия. Наряду с ними внутри

подвижных протопоясов существовали относительно стабильные массивы — приподнятые или покрывавшиеся маломощным чехлом.

Складчатость, метаморфизм и гранитизация на рубеже среднего и позднего рифея затронули также некоторые периферические зоны древних платформ (Дальсландская зона на западе Балтийского щита, южная часть Китайской платформы, Гренвилльская зона Северо-Американской платформы). Новые типичные эвгеосинклинальные прогибы и системы и тем более раздвиговые зоны с новообразованной корой океанического типа внутри подвижных протопоясов вплоть до начала или середины позднего рифея, по-видимому, не возникали. Поэтому вряд ли было бы правильным выделять на рассматриваемом мегаэтапе внутри подвижных протопоясов геосинклинальные и метаплатформенные области.

Выше уже отмечалось принципиальное отличие тектонической позиции Урало-Монгольского и Средиземноморского межкратонных подвижных протопоясов, вероятно, повсеместно заложенных на континентальной коре, и Западно-Тихоокеанского пояса, возникшего в пограничной зоне между Сибирской и Китайской платформами, с одной стороны, и Тихоокеанской впадиной — с другой. В связи с подобной позицией Тихоокеанский пояс отличался резкой асимметрией в поперечном сечении, и его восточные внутренние зоны, по-видимому, со времени заложения обладали корой океанического типа. Возникновение Тихоокеанского пояса в позднем протерозое указывает, очевидно, на верхний предел времени образования и самого ложа Тихого океана — древнейшего на нашей планете.

#### **IV. МЕГАЭТАП ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИТНОГО ЧЕХЛА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ЕВРАЗИИ — КОНЕЦ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ—ПАЛЕОЗОЯ (МЕСТАМИ НАЧАЛО МЕЗОЗОЯ)**

В конце позднего протерозоя или самом начале палеозоя внутри подвижных протопоясов вновь резко усиливаются процессы растяжения и деструкции континентальной коры, приводящие к заложению типичных геосинклинальных, в том числе эвгеосинклинальных прогибов и геосинклинальных систем и возникновению во многих из них зон полного разрыва континентального фундамента большей или меньшей ширины с новообразованной маломощной корой океанического типа. Эти процессы охватывали не всю территорию подвижных протопоясов; они не затрагивали (или лишь слабо затрагивали) ряд их участков, смежных с древними платформами, что привело к разделению их на геосинклинальные подвижные пояса и метаплатформенные области. Начались эти процессы не вполне одновременно даже в разных регионах единого геосинклинального пояса: так, в одних регионах Урало-Монгольского пояса — в Казахстане, Северном Тянь-Шане, Алтае-Саянской области и Северной Монголии — они начались в позднем рифее (рис. 58), а в других регионах — на Урале и Южном Тянь-Шане — лишь в кембрии (на Урале — даже в позднем кембрии), после того как в некоторых регионах этого пояса уже проявились первые фазы сжатия (рис. 59). Кроме того, эти процессы деструкции протекали с разной скоростью и интенсивностью, с связи с чем раздвиговые зоны с корой океанического типа в одних геосинклинальных системах образовались уже в конце рифея — венде (восток Алтае-Саянской области, Монголия), в других — не раньше кембрия или начала ордовика (Центральный Казахстан, Урал, Южный Тянь-Шань в Урало-Монгольском поясе; Кавказ, Северный Памир — в

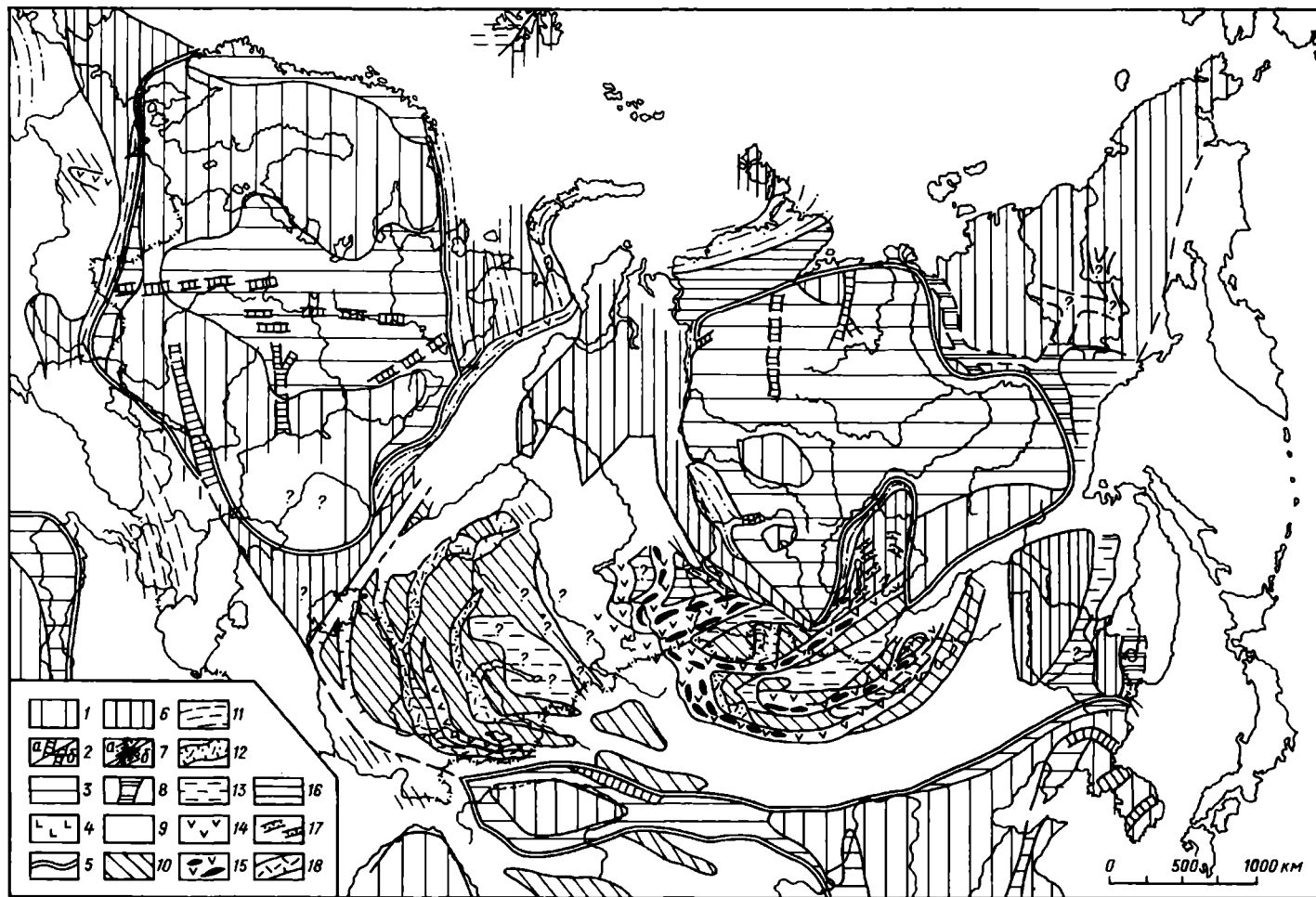




Рис. 58. Палеотектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для позднего рифея—венда.

1-3 - древние платформы - выступы фундамента; 2 - авлакоены, испытавшие глубокое погружение в позднем рифее - начале венды на поверхности (а) и погруженные под поздневендский чехол (б); 3 - районы слабого и умеренного погружения, главным образом в позднем рифее, покрытые плитным чехлом; 4 - проявления вулканической деятельности; 5 - границы древних платформ; 6-8 - металаптарформенные области: 6 - металаптарформенные массивы и металаптарформенные области без расчленения; 7 - авлакогеносинклинальные прогибы с осадочным (а) и осадочно-вулканогенным (б) выполнением, испытавшие сжатие и складчатость в байкальскую (в конце рифея или венды) и в саянскую эпоху (в кембри); 8 - авлакогеносинклинальные прогибы, не испытавшие байкальской складчатости; 9-18 - подвижные (геосинклинальные) пояса: 9 - территория подвижных поясов без расчленения; 10 - поднятия в подвижных поясах с добайкальской складчатостью; 11 - районы, подвергшиеся байкальской складчатости в конце рифея—венды; 12 - рифтоподобные прогибы начальной стадии развития геосинклиналей с континентальным вулканогенно-терригенным выполнением; 13 - мио- и мезогеосинклинальные прогибы; 14 - эпигеосинклинальные прогибы; 15 - то же, испытавшие сильный раздвиг, вплоть до новообразования коры океанического типа (офиолитовые рвы); 16 - чехол срединных и металаптарформенных массивов; 17 - грабены на срединных и металаптарформенных массивах; 18 - наземные вулканические пояса

Средиземноморском поясе), а в третьих, вообще не получили заметного развития (Северный Тянь-Шань).

Начиная по крайней мере с ордовика зоны с корой океанического типа фиксируются и в некоторых регионах Западно-Тихоокеанского пояса (например, в Корякском нагорье). Однако в связи с тем, что последний граничит на востоке с Тихоокеанской впадиной с океанической корой, вопрос о происхождении подобных зон в этом поясе остается открытым; возможно, что они возникли за счет отшнурованных краевых участков базит-гипербазитового ложа Тихого океана.

В итоге проявления деструкционных процессов конца позднего протерозоя — начала палеозоя в пределах подвижных поясов были сформированы системы геосинклинальных прогибов на сильно растянутой и утоненной континентальной коре и на новообразованной коре океанического типа. Общая ширина подвижных геосинклинальных поясов в результате их горизонтального растяжения сильно возросла, и за их счет в целом значительно увеличилась общая площадь Северной Евразии. Вместе с тем следует отметить, что в отличие от предыдущего, ранне-среднерифейского мегаэтапа, когда процессы деструкции затронули и древние платформы, на этот раз последние почти не подвергались их воздействию, но стали (начиная с венды) постепенно вовлекаться в общее слабодифференцированное опускание (или, говоря более осторожно, подвергаться широким морским трансгрессиям) и вступили в главную эпоху формирования их плитного чехла, продолжавшуюся до начала мезозоя.

Начиная с позднего рифея—венды некоторые зоны геосинклинальных систем в подвижных поясах стали периодически подвергаться деформациям сжатия. Впрочем, деформации сжатия байкальской эпохи в основном, как уже говорилось, проявлялись в рифейских авлакогеносинклинальных прогибах, примыкающих к краям древних платформ, и лишь сравнительно слабо затронули некоторые внутренние зоны геосинклинальных поясов (Северный Тянь-Шань). Однако в дальнейшем на протяжении всего палеозоя импульсы сжатия повторялись в различных зонах подвижных поясов неоднократно, чередуясь периодически с фазами растяжения, и, постепенно нарастая, в конце палеозоя последовательно охва-

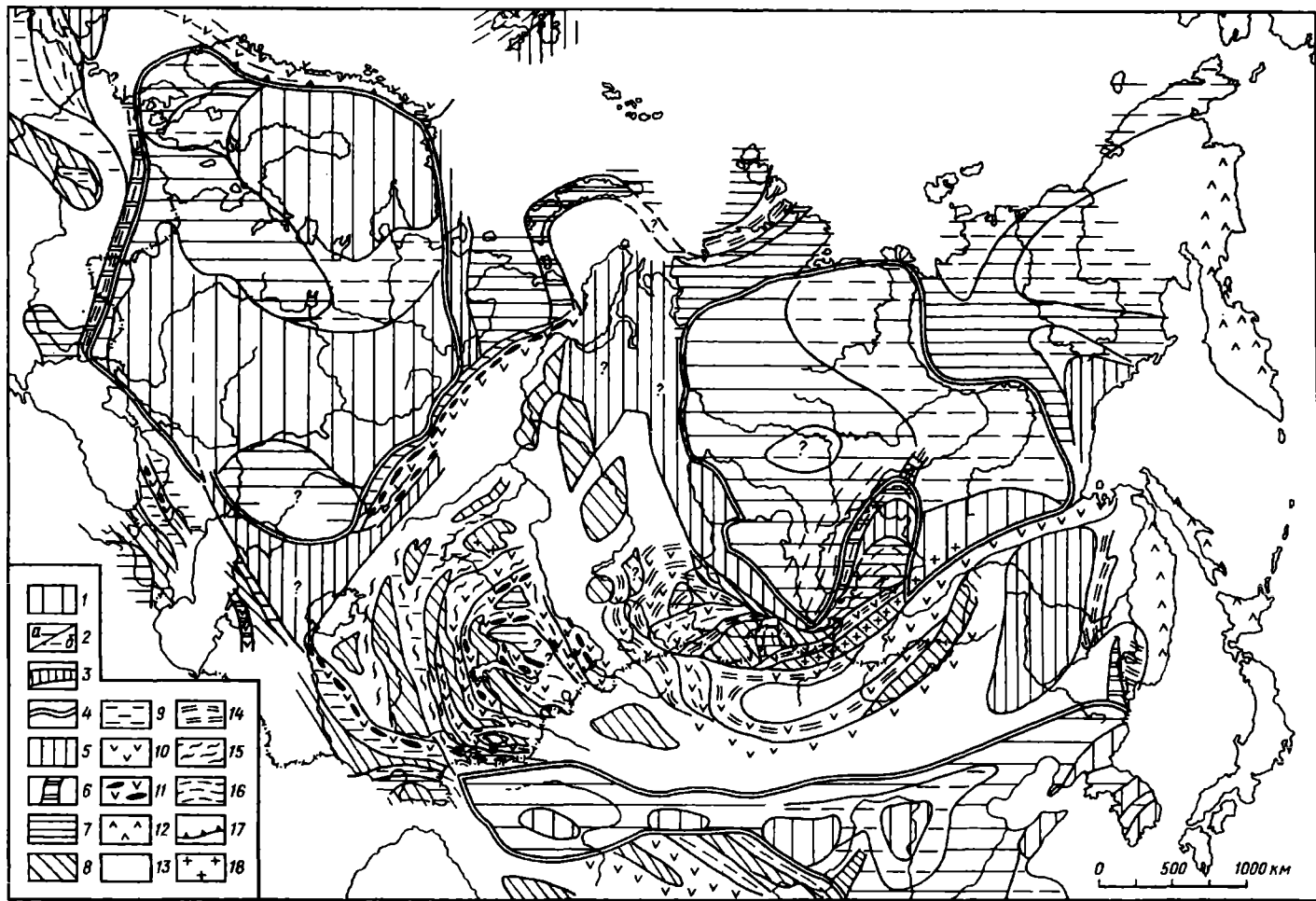


Рис. 59. Палеотектоническая схема территории СССР и сопредельных областей Евразии для кембрия, ордовика и силура:

1-4 - древние платформы; 1 - приподнятые участки; 2 - участки, испытавшие устойчивое (а) или временное (б) погружение; 3 - авлакоены; 4 - границы древних платформ; 5-7 - металаatformенные области; 5 - приподнятые участки и металаatformенные области без расчленения; 6 - авлакогеносинклинальные прогибы; 7 - участки металаatformенных областей и срединных массивов, испытавшие общее слабодифференцированное погружение; 8-18 - подвижные пояса; 8 - поднятия (срединные массивы и геодантиклинали); 9 - мио- и мезогеосинклинальные прогибы; 10 - геосинклинальные прогибы и системы; 11 - то же, испытавшие сильный разрыв с образованием зон с корой океанического типа (офиолитовые рамы); 12 - талассо-геосинклинальные прогибы и системы, в основном развивавшиеся на океанической коре; 13 - территории подвижности (в конце расчленения); 14 - зоны салаирской складчатости (в конце среднего—позднем кембрии); 15 - зоны раннекаледонской складчатости (в конце ордовика); 16 - зоны позднекаледонской складчатости (в силуре); 17 - фронтальные зоны тектонических покровов; 18 - салаирские и каледонские гранитоиды

тили почти все продольные зоны и сегменты Урало-Монгольского, а также Северо-Атлантического поясов, а также большую часть Средиземноморского пояса.

В Западно-Тихоокеанском поясе, за исключением некоторых его зон, деформации сжатия в течение палеозоя, по-видимому, не играли столь существенной роли. Как правило, импульсы сжатия прежде всего проявлялись в зонах, испытавших до этого наибольшее растяжение и погружение, и в первую очередь в раздвиговых зонах с корой океанического типа, явления сжатия и “закрытия” которых фиксируются формированием олистостром, серпентинитовых меланжей, офиолитовых аллохтонов, а затем несколько позднее распространялись на другие зоны геосинклинальных систем.

Среди главных эпох деформаций сжатия, сопровождавшихся, как правило, гранитоидным плутонизмом и приводивших к прекращению геосинклинального процесса в целых геосинклинальных системах (окончательному или временному — до последующей эпохи регенерации), следует отметить салаирскую эпоху в конце среднего кембрия (на востоке Алтае-Саянской области, в Северной Монголии), каледонскую в конце ордовика и силуре (там же, а также в Казахском нагорье и Северном Тянь-Шане), тельбесскую между ранним и серединой среднего девона (в некоторых районах Казахстана и Алтая) (рис. 60), судетско-саурскую в середине раннего карбона (там же, а также на Большом Кавказе и в некоторых других районах Средиземноморского пояса) и несколько позднегерцинских фаз в конце карбона, перми и раннем триаса (Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Иртыш-Зайсанская система и Южная Монголия в Урало-Монгольском поясе, Кавказ, Северный Памир и другие районы Средиземноморского пояса) (рис. 61). На некоторых участках обоих поясов (север Урала — Новая Земля, Кавказ и др.) важную роль играла также древнекеммерийская эпоха деформаций сжатия в конце триаса (рис. 62). Между этими эпохами усиления сжатия в ряде областей подвижных поясов отмечаются проявления горизонтального растяжения.

На фоне отмеченной выше периодичности проявлений сжатия в развитии геосинклинальных поясов, а также древних платформ Северной Евразии в конце позднего протерозоя и палеозое вырисовываются два более крупных цикла, первый из которых охватывает конец протерозоя, ранний палеозой и силур и завер-

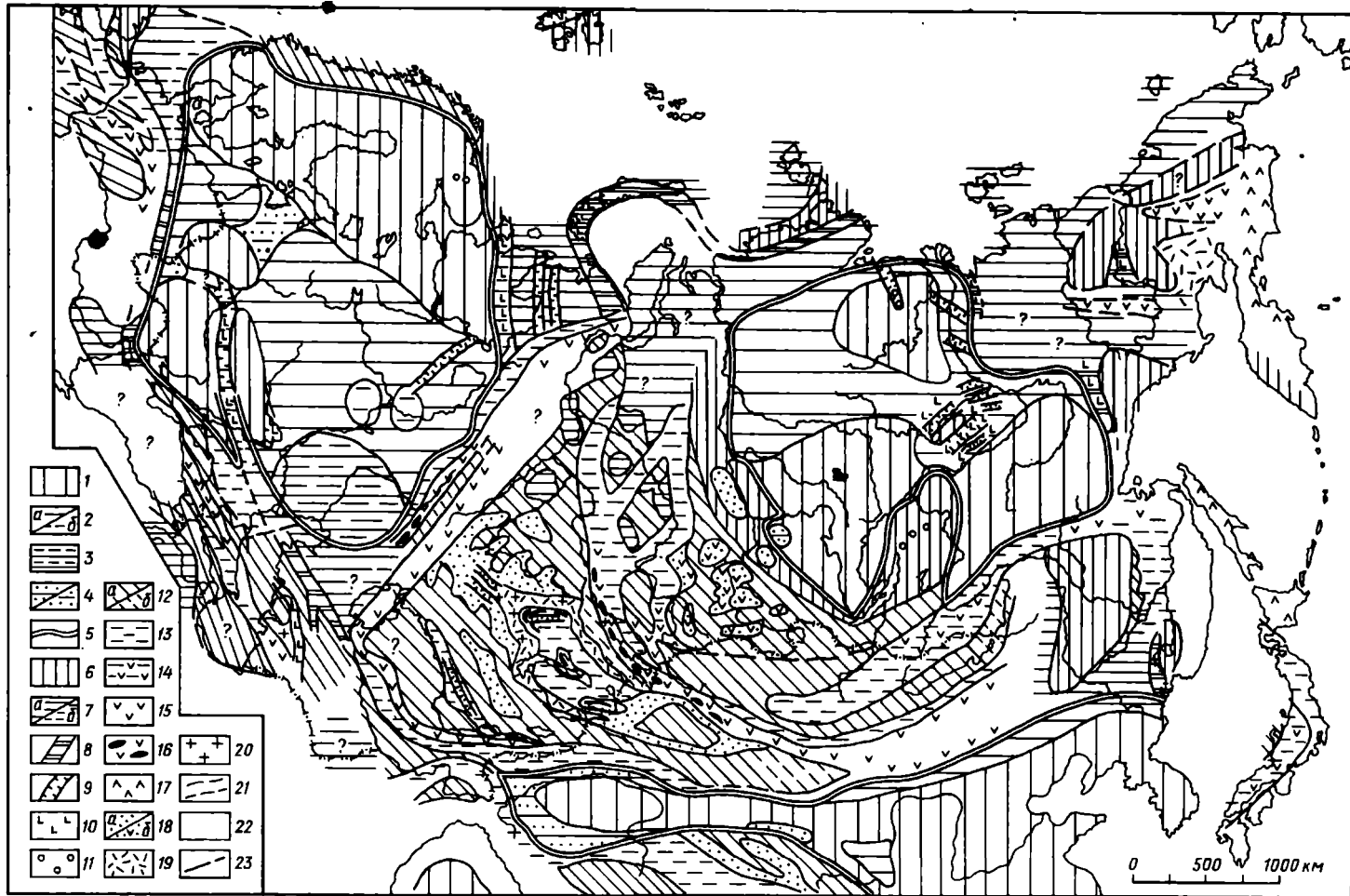


Рис. 60. Палеотектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для девонского периода:

1-5 - древние платформы; 1 - приподнятые участки; 2 - участки, испытавшие устойчивое (а) или временное (б) слабое опускание и покрывавшиеся морскими отложениями; 3 - участки, испытавшие наиболее глубокое погружение; 4 - существующие континентальные отложения в платформенных впадинах; 5 - границы древних платформ; 6-8 - метаплатформенные области; 6 - приподнятые участки и метаплатформенные области без расчленения; 7 - участки метаплатформенных областей и срединных массивов, испытавшие устойчивое (а) или временное (б) опускание; 8 - алакотгеосинклинальные прогибы, регенерированные в девоне; 9-11 - древние платформы и метаплатформенные области; 9 - грабены (авакогены), вновь возникшие или регенерированные; 10 - проявления базальтового вулканизма; 11 - шельфово-ультрабазальтовые интрузии центрального типа; 12-22 - подвижные пояса: 12 - поднятия (срединные массивы и зоны додевонской консолидации), абсолютные (а) и относительные (б); 13 - мезогеосинклинальные прогибы и системы; 14 - то же, мезогеосинклинальные; 15 - то же, эндогеосинклинальные; 16 - то же, испытавшие сильный разрыв с образованием зон с корой океанического типа (офолитовые рвы); 17 - теласогеосинклинальные прогибы и системы, в основном развивавшиеся на океанической коре; 18 - девонские впадины на складчатом фундаменте с существенно континентальным терригенным (а) и терригенно-вулканическим (б) заполнением; 19 - наземные вулканические пояса; 20 - гранитоиды; 21 - зоны среднедевонской (гельбесской) складчатости; 22 - территории подвижных поясов без расчленения; 23 - некоторые крупнейшие разломы

шается в ряде зон геосинклинальных поясов (хотя и далеко не повсеместно) каледонской складчатостью, а второй начинается с новой эпохи деструкции и мощных вспышек вулканизма в девоне и завершается герцинской складчатостью.

Проявления деструктивных процессов в условиях усиления прогрева верхов мантии в течение девона фиксируются в самых различных тектонических зонах Северной Евразии: 1) в геосинклинальных прогибах и системах, не испытавших существенных деформаций сжатия в каледонскую эпоху; в них нередко усиливается растяжение, активизируется вулканизм, а местами возникают (или подновляются) зоны с корой океанического типа (Южно-Мугоджарская, Чарская (?), Гемерская в Западных Карпатах, Южно-Анжуйская — апофиз Тихоокеанского пояса); 2) в складчатых системах, геосинклинальное развитие которых закончилось в салаирскую или каледонскую эпоху; в них в условиях общего растяжения формируются наложенные грабены и впадины и происходят мощные наземные извержения основных и кислых продуктов, поступающих из магматических очагов в верхах мантии и коре; в дальнейшем часть этих впадин продолжает испытывать погружение до конца герцинского цикла (салаириды и каледониды Алтае-Саянской области, каледониды Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Британских островов и других регионов Северо-Атлантического пояса); подобные зоны ранней (салаирской или каледонской) консолидации, испытавшие тектономагматическую активизацию в девоне, а затем развивавшиеся в более спокойном ("квазиплатформенном") режиме до конца палеозоя, подвергаются в конце герцинского цикла повторным деформациям умеренной интенсивности с образованием складчато-глыбовых брахиморфных структур; 3) на древних платформах и в некоторых метаплатформенных областях, где, в отличие от подвижных поясов, деструкция коры и сопутствующий магматизм несколько запаздывают и происходят не в первой, а во второй половине девона.

Эти процессы проявляются на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, в Печоро-Баренцевоморской и других метаплатфор-

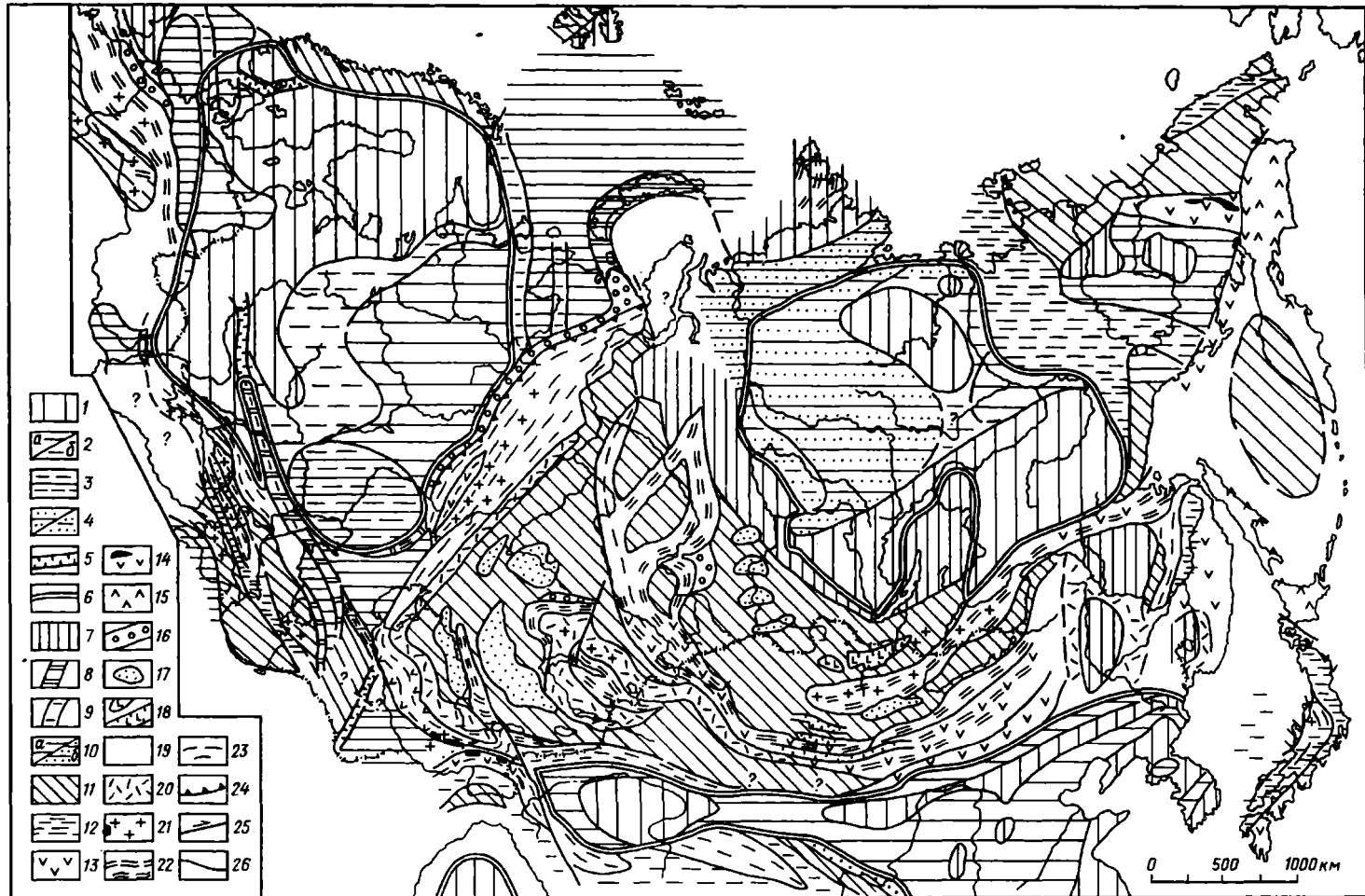


Рис. 61. Палеотектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для карбона и перми:

1-6 - древние платформы; 1 - приподнятые участки; 2 - участки, испытавшие устойчивые (а) или временные (б) опускание; 3 - участки, испытавшие наиболее глубокое погружение; 4 - существенно континентальные отложения в платформенных впадинах; 5 - грабены; 6 - границы древних платформ; 7-9 - метaplatformенные области; 7 - приподнятые участки; 8 - авлакогенсинклинальные прогибы; 9 - относительные поднятия в инверсированных авлакогенсинклинальных зонах и авлакогенах; 10 - участки метaplatformенных областей и срединных массивов, испытавшие опускание (а); то же - с накоплением существенно континентальных отложений (б); 11-19 - подвижные пояса; 11 - области поднятия; 12 - мезоэосинклинальные прогибы и системы; 13 - эоэосинклинальные прогибы и системы; 14 - то же, испытавшие сильный разрыв с образованием зон с корой океанического типа (офиолитовые рапы); 15 - тавросоэосинклинальные прогибы и системы; 16 - краевые и периклинальные прогибы; 17 - внутренние впадины, выполненные континентальными отложениями; 18 - внутренние впадины и грабены, выполненные континентальными осадочно-вулканогенными образованиями; 19 - территории подвижных поясов без расчленения; 20 - наземные вулканические пояса; 21 - позднепалеозойские гранитоиды; 22 - зоны ранне- и позднекаменноугольной складчатости; 23 - зоны ранне- и позднепермской складчатости; 24 - крупнейшие надвиги и тектонические покровы; 25 - крупнейшие сдвиги; 26 - некоторые крупнейшие разломы без расчленения

менных областях и близкой к ним по характеру развития в среднем палеозое Верхояно-Чукотской области. В них происходит регенерация рифейских авлакогенов и авлакогеосинклинальных зон, сопровождаемая вспышками базальтового, щелочно-ультраосновного и других типов магматизма. В конце герцинского цикла (в перми) или преемственно связанного с ним древнекиммерийского цикла (в конце триаса) некоторые регенерированные в среднем палеозое прогибы испытывают инверсию и складчатые деформации. Таким образом, наиболее крупные циклы пульсационных движений в палеозое однотипно, хотя и в разном масштабе, проявлялись в подвижных поясах, в метaplatformенных областях и на древних платформах.

К концу палеозоя — началу мезозоя геосинклинальный процесс почти полностью, притом окончательно прекратился в пределах большей части протяжения Урало-Монгольского и Северо-Атлантического подвижных поясов, превратившихся в эпигеосинклинальные складчатые пояса, и временно — в Средиземноморском поясе. Последний, как и Урало-Монгольский пояс, по-видимому, испытал на поздних стадиях герцинского цикла значительное сужение. В итоге это привело к временному объединению всех трех складчатых подвижных поясов с обрамляющими их древними платформами лавразийской и гондванской групп и метaplatformенными областями в единый огромный и гетерогенный относительно консолидированный блок с континентальной корой — Пангею, занимавший, вероятно, почти половину поверхности Земли.

#### **V. МЕГАЭТАП СОПРЯЖЕННОГО РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БЛОКОВ, НОВООБРАЗОВАННЫХ И ОБНОВЛЕННЫХ ОКЕАНОВ, УНАСЛЕДОВАННЫХ И РЕГЕНЕРИРОВАННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ В НЕКОТОРЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ — МЕЗОЗОЙ—КАЙНОЗОЙ**

Последний, сравнительно короткий (0,25 млрд лет) мегаэтап развития Евразии и всей Земли начался в мезозое и еще далек от своего завершения. Наиболее характерные черты и ведущие тенденции на этом мегаэтапе, которые в той или иной мере проявились в пределах территории СССР и смежных регионов, а также и акваторий омывающих его морей и океанов, следующие:

1. Значительное возрастание роли океанов в

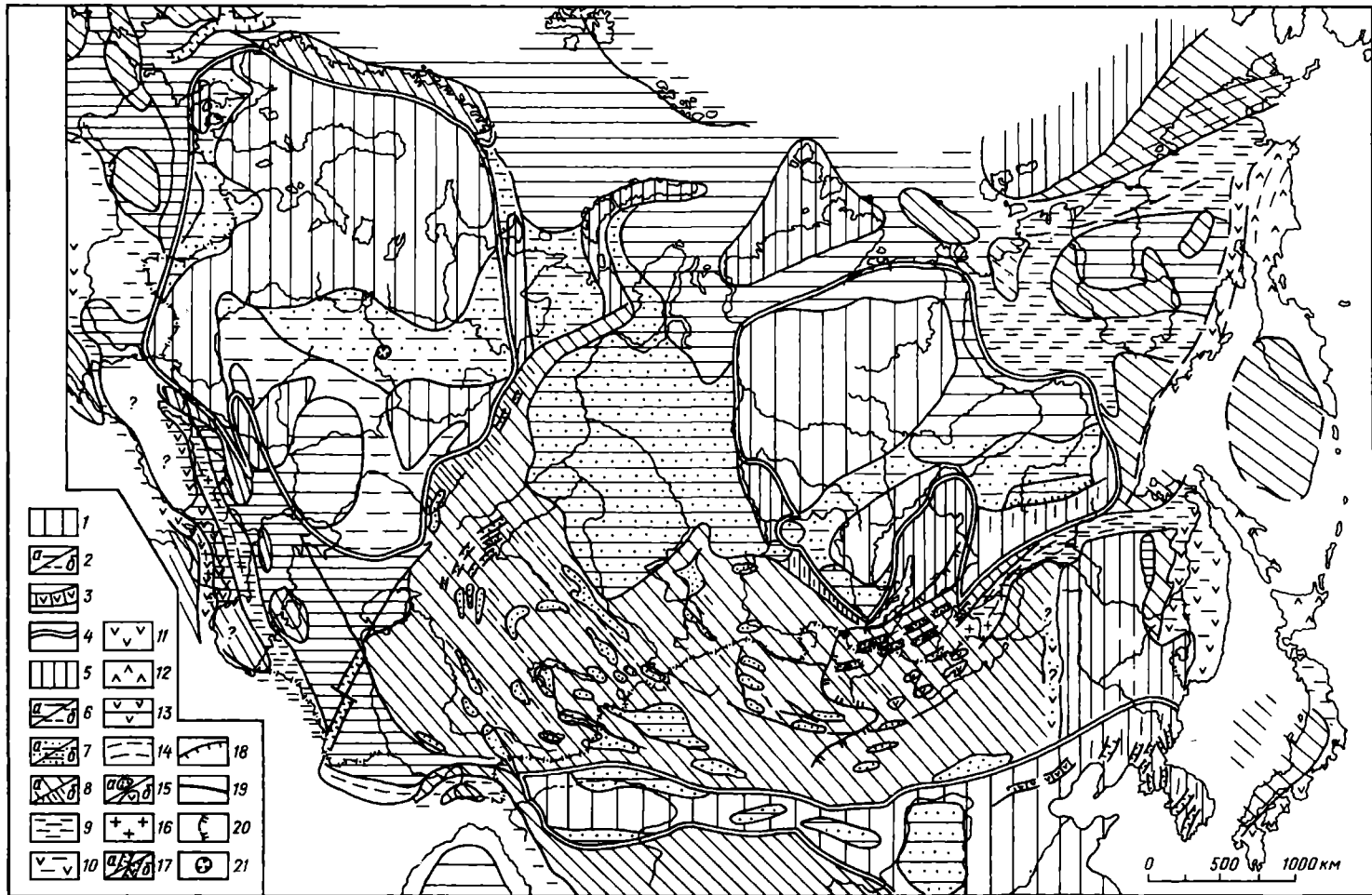




Рис. 62. Палеотектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для триасового периода:

1-4 - древние платформы; 1 - области поднятия; 2 - области устойчивого (а) или временного (б) погружения; 3 - области наиболее устойчивого и глубокого погружения; 4 - границы древних платформ; 5-6 - металаптарформенные области; 5 - поднятия; 6 - алакаогосинклинальные зоны; 7 - районы общего устойчивого (а) или временного (б) погружения в пределах металаптарформенных областей, срединных массивов и некоторых участков складчатых систем в подвидных поясах; 8 - существенно континентальные отложения в чехлах платформ, металаптарформенных платформ и складчатых областей; 9 - проявления существовавшего базальтового (траппового) наземного вулканизма в пределах древних платформ и металаптарформенных областей; 10-16 - подвижные пояса: 10 - области поднятия в пределах эпигосинклинальных складчатых областей и срединных массивов; 11 - мигосинклинальные прогибы и системы; 12 - эвгеосинклинальные прогибы и системы; 13 - талассогосинклинальные прогибы и системы; 14 - краевые прогибы; 15 - внутренние впадины с континентальными триггичными и терригенно-вулканогенным выделением; 16 - гранитоиды; 17 - грабены на платформах, в металаптарформенных и складчатых областях; 18 - зоны поднетриасовой (древнекимерийской, индосинийской) складчатости; 19 - некоторые крупные впадины и складчатых областях; 20 - некоторые крупнейшие свдвиги; 21 - крупные разломы без расчленения

общей структуре Земли и океаногенеза в ее тектоническом развитии. Эти тенденции проявляются, во-первых, в "обновлении" ложа Тихого океана и во-вторых, — в образовании впадин молодых, "вторичных" океанов. Тихоокеанская впадина, несмотря на признаваемую большинством исследователей древность, в результате сложного сочетания процессов спрединга и массовых площадных и линейных базальтовых излияний, обладает ныне океанической корой, второй и первый слой которой повсеместно сложены соответственно юрскими, меловыми или кайнозойскими базальтами и вышележащими океанскими осадками. Впадины Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, по-видимому, возникли главным образом на протяжении мезозоя и раннего кайнозоя и продолжают формироваться в кайнозое. Основную роль в их образовании на ранних стадиях (преимущественно в первой половине мезозоя) играли процессы рассеянного рифтогенеза, опускания и преобразования растянутой и утоньшенной континентальной коры, происходившие в основном в периферических зонах современного ложа этих океанов, а на более поздних (главным образом в мелу и кайнозое) — процессы спрединга в их внутренних зонах (срединно-океанических рифтовых хребтах). В отличие от ложа вторичных океанов, площадь которых на протяжении мезозоя и кайнозоя неуклонно увеличивалась, площадь ложа Тихого океана по-видимому, существенно не возросла (или даже несколько сократилась?) в связи с тем, что ее расширение, обусловленное спредингом, по крайней мере частично компенсировалось поглощением части океанической коры на "активных" окраинах океана, где, по предположению одних исследователей, происходили процессы ее поддвига (субдукции), а по мнению других — надвигания на нее (обдукции) окраин соседних континентов и островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса.

2. Сокращение ареалов проявления геосинклинального процесса в подвижных поясах Земли в результате его прекращения к началу мезозоя в Урало-Монгольском и Северо-Атлантическом поясах и его последовательного завершения на протяжении мезозоя и кайнозоя в различных областях Тихоокеанского (включая связанную с ним Верхояно-Чукотскую область) и Средиземноморского поясов. Эта общая тенденция сильно осложнялась

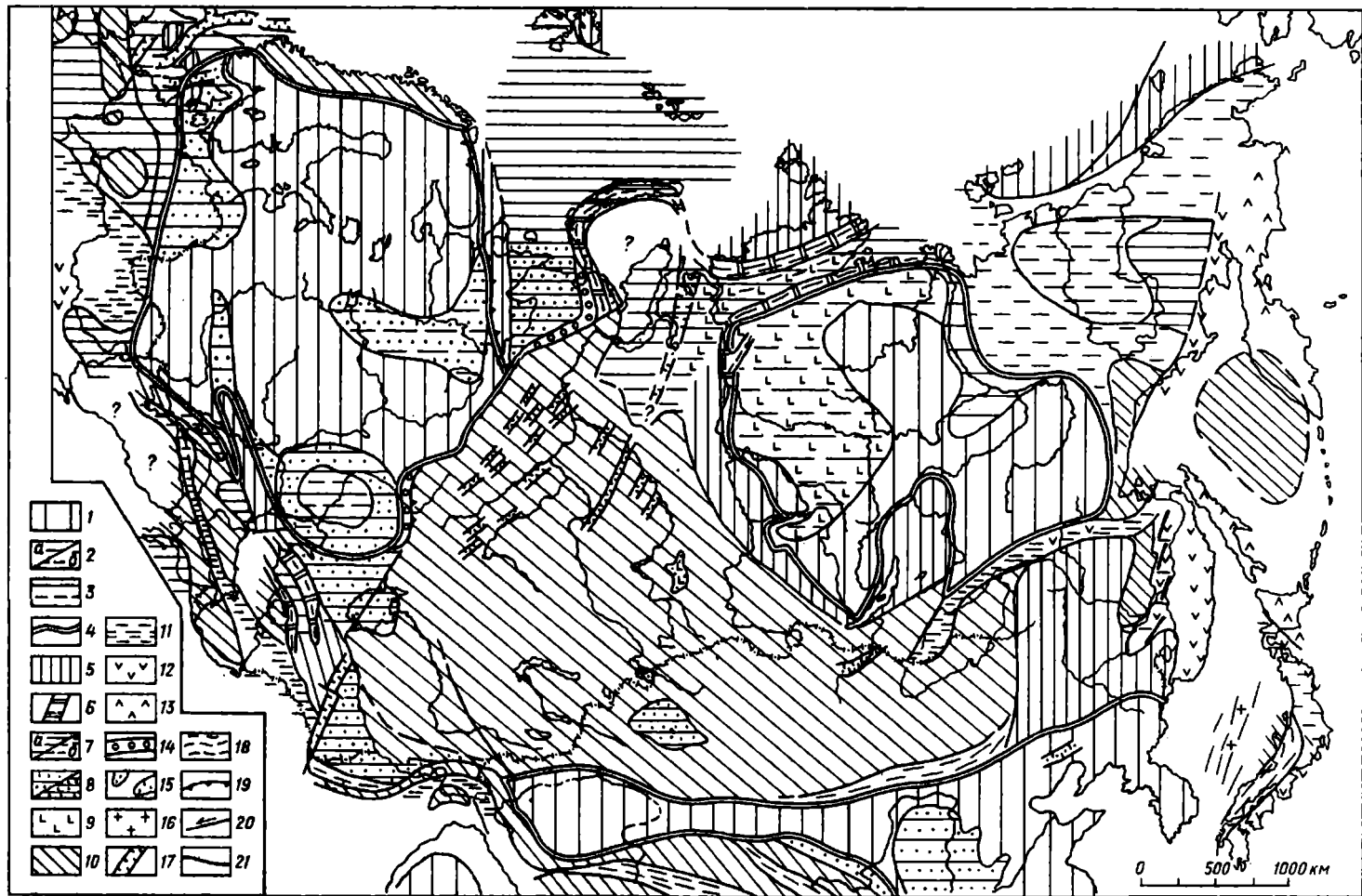


Рис. 63. Палеотектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для ранней и средней коры:

1-4 - древние платформы; 1 - области слабого (а) и более интенсивного (б) поднятия; 2 - области устойчивого (а) или временного (б) погружения; 3 - регенерированные грабенообразные впадины в авлакогенах с осадочным-вулканогенным выполнением; 4 - границы древних платформ; 5-6 - металаatformенные области; 5 - районы общего устойчивого (а) или временного (б) слабого погружения и формирования чехлы в пределах металаatform, а также средних массивов и складчатых областей; 7 - существенно континентальные терригенные отложения в пределах платформ и металаatform; 8-16 - подвижные пояса: 8 - районы слабого (а) и интенсивного (б) воздымания в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и средних массивов; 9 - миогеосинклинальные прогибы и системы; 10 - мезогеосинклинальные прогибы и системы; 11 - эпигеосинклинальные прогибы и системы; 12 - талассогеосинклинальные прогибы и системы; 13 - существование вулканогенных комплексов на средних массивах; 14 - зоны предподнезоевской (позднекиммерийской) складчатости; 15 - внутренне посторогенные впадины с континентальным (а) и вулканогенным (б) выполнением; 16 - средне- и позднеюрские гранитоиды; 17 - грабены на платформах, в металаatformенных и эпигеосинклинальных складчатых областях с осадочным (а) и осадочно-вулканогенным (б) выполнением; 18 - крупные сбросы; 19 - крупные разломы без расчленения; 20 - западная граница областей ранне-среднеюрской магматической активизации в Урало-Монгольском поясе; 21 - раннеюрская астролема

явлениями регенерации геосинклинального режима, особенно в первой половине мезозоя, когда после герцинской складчатости и орогенеза этот режим был фактически вновь возрожден на большей части протяжения Средиземноморского пояса и в самом восточном сегменте Урало-Монгольского пояса. Эта регенерация, особенно в Средиземноморском поясе, сопровождалась сильным раздроблением и растяжением ранее существовавшей континентальной коры, вплоть до возникновения ряда более или менее широких зон "зияния" с новообразованной корой океанического типа (в частности, в пределах Малого Кавказа и южной мегазоны Памира) и несомненным общим расширением подвижных поясов, масштаб которого, однако, оценивается по-разному.

Значительное горизонтальное растяжение, периодически чередовавшееся с импульсами сжатия, испытывали и некоторые тектонические зоны Западно-Тихоокеанского подвижного пояса и тесно связанной с ними Верхояно-Чукотской области, которая в ходе длительного развития в конце палеозоя — начале мезозоя постепенно преобразовалась из металаatformенной в геосинклинальную (с преобладанием зон с миогеосинклинальным режимом). Позднекиммерийская эпоха сжатия привела к завершению геосинклинального процесса в Верхояно-Чукотской области и самой восточной части Урало-Монгольского подвижного пояса и проявилась в некоторых районах Средиземноморского пояса (Крым, Большой Кавказ, южная мегазона Памира) (рис. 63). Последующие импульсы сжатия в середине и конце мела завершили геосинклинальное развитие ряда систем Западно-Тихоокеанского пояса (Сихотэ-Алинская, Корякская и пр.), приобретших сложную складчатую и покровную структуру, и проявились в Средиземноморском поясе (Внутренние Карпаты и пр.) (рис. 64). Однако наиболее интенсивные деформации сжатия на большей части площади последнего пояса, приведшие к полному отмиранию в нем геосинклинальных прогибов в его западной части (Карпаты и пр.), имели место в конце палеогена (рис. 65) и миоцене, а в восточной (Кавказ, Копетдаг, Памир) — продолжались и в плиоцен-четвертичное время (рис. 66).

Главной причиной общего сжатия и сужения Средиземноморского пояса было, по-видимому, относительное сближение континентальных бло-

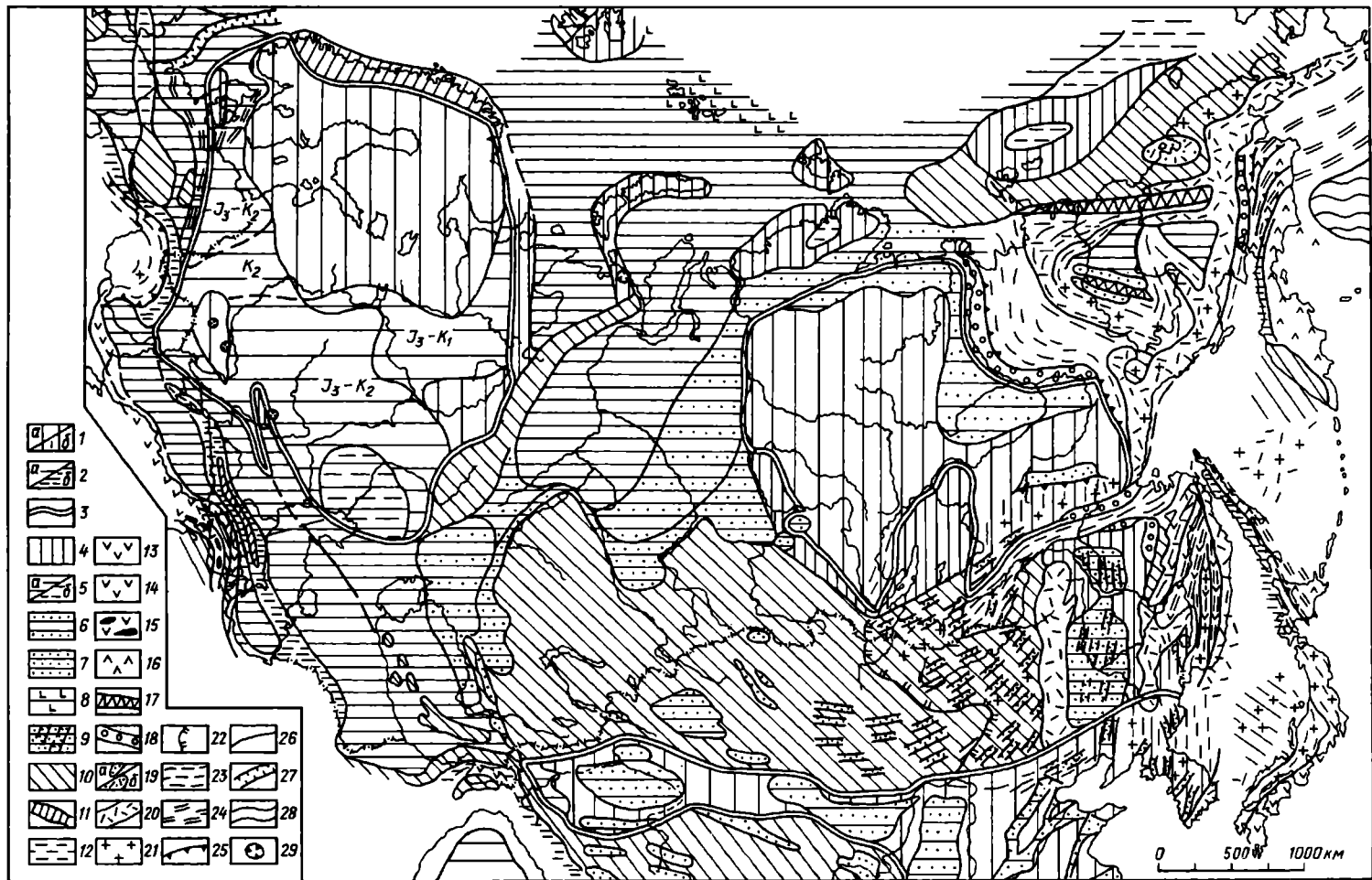


Рис. 64. Палеотектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для поздней юры и мела.

Древние платформы: 1 - области слабого (а) и более интенсивного (б) поднятия; 2 - области слабого (а) или более интенсивного (б) поднятия; 3 - границы древних платформ; 4-8 - метaplatformенные области; 4 - районы поднятия; 5 - районы общего с накоплением континентальных отложений; 6 - то же, с накоплением морских и континентальных отложений; 7 - то же, с накоплением континентальных отложений; 8 - то же, морских отложений; 9 - системы позднеюрско-раннемеловых грабенов под позднеюрско-раннемеловым континентальным чехлом; 10-19 - подвижные спрессованные раннемеловых траппов; 10 - системы позднеюрско-раннемеловых грабенов под позднеюрско-раннемеловым континентальным чехлом; 11 - геантиклинали; 12 - мезогеосинклинальные пояса; 13 - мезогеосинклинальные пояса; 14 - эпигеосинклинальные складчатых областей и срединных массивов; 15 - то же, с сильным раздвигом и прогибы и системы; 16 - талассогеосинклинальные прогибы и системы; 17 - позднеюрские рифт-геоновообразованные зон с корой океанического типа (офиолитовые рвы); 18 - краевые прогибы; 19 - внутренние впадины с осадочным (а) и осадочно-вулканогенным (б) выполением; 20 - наземные вулканические пояса; 21 - гранитоиды в подвижных поясах и активизированных зонах платформ; 22 - западная граница области позднеюрско-раннемелового активизации в Урало-Монгольском поясе; 23 - зоны проявления позднеюрской и раннемеловой складчатости в подвижных поясах, на платформах и метaplatformах; 24 - то же, позднеюрско-раннемеловой складчатости в подвижных поясах, на платформах и метaplatformах; 25 - грабены на платформах, метaplatformах и в подвижных поясах; 26 - крупные надвиги и тектонические покровы; 27 - крупные разломы без расчленения; 28 - крупные надвиги и тектонические покровы; 29 - крупные разломы в подвижных поясах; 28 - ложе Алеутской впадины Берингова моря с раннемеловой (?) корой океанического типа; 29 - астроблемы

ков Северной Евразии и Гондваны (Индостанского, Аравийского, а до начала плиоцена — и Африканского блока). Позднекайнозойское сжатие в целом значительно слабее проявилось, а в конце кайнозоя почти прекратилось в Западно-Тихоокеанском подвижном поясе, где с конца палеогена в условиях более или менее интенсивного горизонтального растяжения и сопутствующего мощного вулканизма в Курило-Камчатской дуге формировались глубокоководные Япономорская, Южно-Охотская, Командорская и другие впадины. Западно-Тихоокеанский пояс — единственный подвижный пояс в пределах Северной Евразии, где геосинклинальный процесс пока еще далек от своего завершения и где на протяжении позднего мела и кайнозоя он был существенно осложнен наложенными на него мощными проявлениями океанического и континентального рифтогенеза.

3. Если поле проявления геосинклинального процесса в течение мезозоя и кайнозоя постепенно сокращалось, то роль рифтогенеза и сфера его проявления в это же время в глобальном масштабе, напротив, неуклонно возрастала. Это относится не только к периокеаническому и внутриокеаническому рифтогенезу (спредингу), о ведущем значении которого в структуре и развитии океанических впадин уже говорилось, но и к континентальному рифтогенезу. В отличие от позднего протерозоя и палеозоя, когда он проявлялся на платформах и был тесно пространственно и генетически связан с развитием соседних с ними подвижных поясов, в мезокайнозойе континентальный рифтогенез проявлялся также в метaplatformенных областях и эпигеосинклинальных складчатых областях подвижных поясов и в той или иной мере был связан с более мощным рифтогенезом в океанах. В мезозое континентальный рифтогенез в основном проявлялся в пределах Гондванских платформ и был связан с распадом Гондванского суперконтинента и образованием впадин Индийского и Атлантического океанов, а в



- |  |    |  |    |
|--|----|--|----|
|  | 1  |  | 14 |
|  | 2  |  | 15 |
|  | 3  |  | 16 |
|  | 4  |  | 17 |
|  | 5  |  | 18 |
|  | 6  |  | 19 |
|  | 7  |  | 20 |
|  | 8  |  | 21 |
|  | 9  |  | 22 |
|  | 10 |  | 23 |
|  | 11 |  | 24 |
|  | 12 |  | 25 |
|  | 13 |  | 26 |
|  | 14 |  | 27 |

0 500 1000 км

Рис. 65. Палеотектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для палеогенового периода:

1-7 - древние платформы; 1 - области слабого поднятия; 2 - области слабого погружения и накопления морских (а) и континентальных (б) отложений; 3 - области интенсивного погружения; 4 - гранды древних платформ; 5-8 - метаплаформенные области; 5 - районы поднятия; 6 - районы общего устойчивого (а) и прекратившегося в эоцене (б) погружения с накоплением континентальных отложений; 8 - то же, с накоплением континентальных отложений; 9-18 - подвижные пояса: 9 - районы слабого (а) и усиливающегося в конце палеогена (б) поднятия в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и срединных массивов; 10 - геантиклинали; 11 - многоэписинклинальные прогибы и системы; 12 - мезоэписинклинальные прогибы и системы; 13 - эпигеосинклинальные прогибы и системы; 14 - талассоэписинклинальные прогибы и системы; 15 - краевые прогибы; 16 - наземные вулканические пояса; 17 - гранитоиды; 18 - островные дуги; 19 - внутренние впадины с континентальным выполнением; 20 - некоторые крупнейшие надвиги и тектонические покровы (а) и свиты (б); 21 - грабены и континентальные рифтовые системы в пределах древних платформ, метаплаформенных и складчатых областей; 22 - остаточные относительные поднятия в формирующихся впадинах окраинных морей; 23 - формирующиеся впадины окраинных морей с угоненной и раздробленной и частично разорванной корой субокеанического типа; 24 - впадины внутренних, окраинных морей и океанов с корой субокеанического типа; 25 - континентальный склон; 26 - ложе океанических котловин; 27 - Полигайская восточная

кайнозой охватил также Северную Америку и Северную Евразию. В ее пределах на юго-восточном продолжении Срединно-Арктического рифтового хребта возникла Лаптевско-Момская рифтовая система, наложенная на Верхояно-Чукотскую мезозойскую складчатую область, а также пока еще изолированный от мировой рифтовой системы Байкальский рифтовый пояс в одноименной метаплаформенной области.

4. Важнейшим явлением мезокайнозойского мегаэтапа развития Земли следует считать резкое усиление масштабов и площади проявления внегеосинклинального вулканизма и магматизма в целом. Если в палеозойском магматизм был почти целиком приурочен к геосинклинальным областям подвижных поясов, игравших роль главных "отдушин" для выноса к поверхности глубинного тепла и продуктов плавления верхней мантии, то в мезокайнозойском, возможно, в связи с тем, что сеть этих поясов сильно поредела, а общая площадь значительно сократилась, эта роль в основном переходит к ложу обновляемых и молодых океанов, на дне которых за юру-кайнозой излились массы базальтов общим объемом более 300 млн км<sup>3</sup>, и в меньшей, но все же существенной мере — к ряду стабильных областей континентов и прежде всего к древним платформам, на многих из которых в мезозой и первой половине кайнозоя происходили грандиозные трапповые извержения.

Раньше всего — в раннем триасе — исключительно мощный трапповый магматизм проявился в западной части Сибирской платформы, затронув также ряд прилегающих районов (Таймыр, Западная Сибирь, Полярное Приуралье, Кузбасс и пр.) (см. рис. 62). Позднее на территории СССР трапповый вулканизм имел место на архипелаге Земли Франца-Иосифа (в раннем мелу) и в Гиперборейской метаплаформенной области (в кайнозойе). Другим типом зон мощного наземного мезокайнозойского континентального вулканизма, по масштабу несоизмеримого с палеозойским, являются краевые вулканические пояса, представленные на территории СССР и вблизи нее Охотско-Чукотским, Восточно-Сихотэалинским, Хинганским и другими поясами.

5. Древние платформы и те области подвиж-

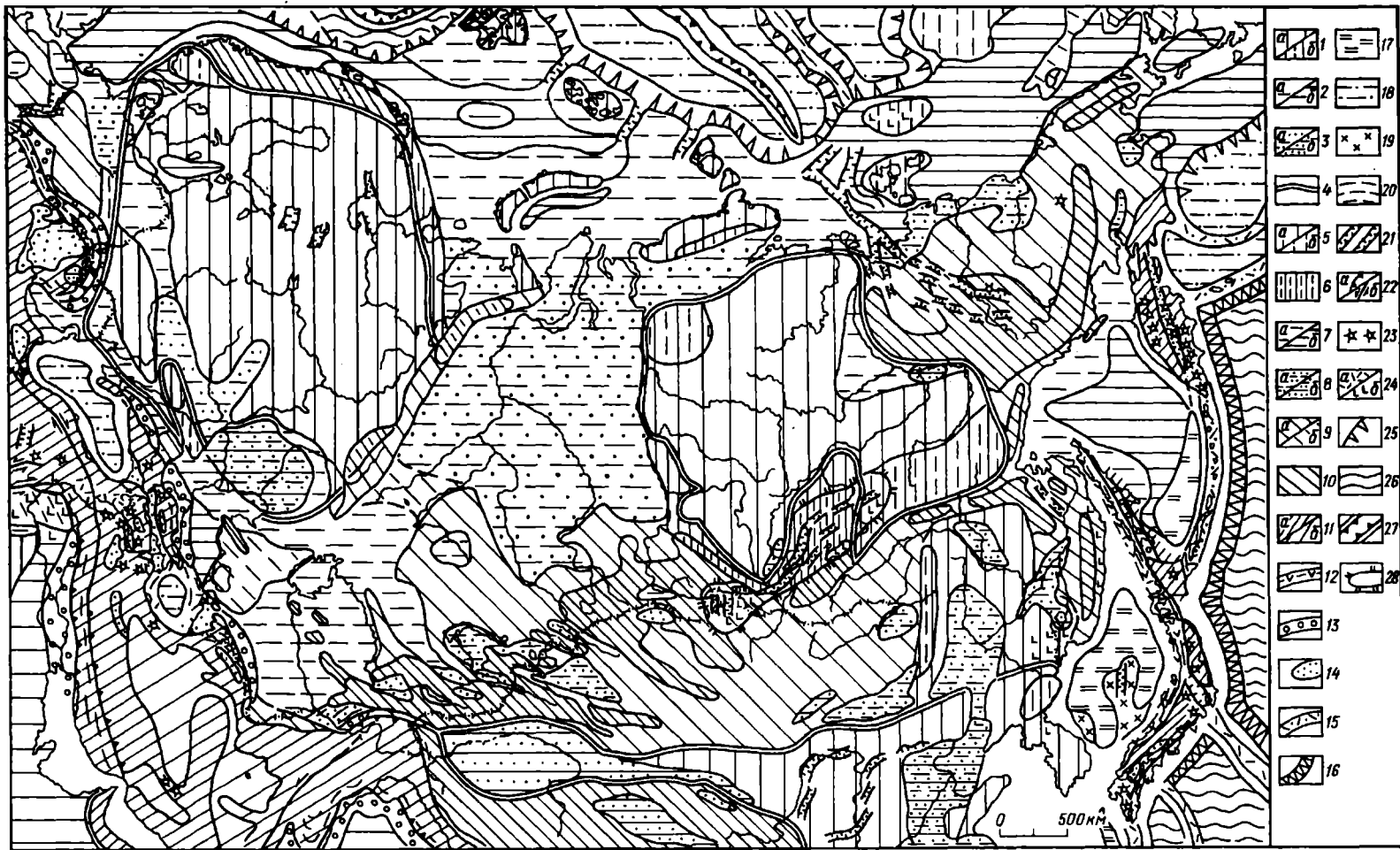




Рис. 66. Тектоническая схема территории СССР и смежных областей Евразии для неогена и антропогена.

1-4 - древние платформы: 1 - области слабого (а) или умеренного (б) поднятия; 2 - области слабого (а) и интенсивного (б) опускания; 3 - то же, с накоплением континентальных отложений; 4 - границы древних платформ; 5-8 - метаплатформенные области: 5 - зоны слабых поднятий (а) и опусканий, сменившихся слабыми поднятиями (б); 6 - зоны слабых и неустойчивых (а) и более интенсивных (б) опусканий в метаплатформенных областях, а также эпигеосинклинальных прогибах; 8 - то же, с накоплением континентальных складчатых областей; 9-20 - подвижные пояса; 9 - зоны слабых поднятий (а) и слабых опусканий, сменившихся слабыми поднятиями (б) в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей; 10 - зоны интенсивных дифференцированных поднятий в тех же областях; 11 - зоны интенсивных (а) и более слабых (б) поднятий (относительных опусканий) в пределах кайнозойских эпигеосинклинальных складчатых сооружений и смежных с ними срединных массивов; 12 - неотенные эпигеосинклинальные прогибы и системы сокращенного развития в Тихоокеанском поясе; 13 - краевые прогибы; 14 - внутренние впадины в кайнозойских складчатых областях; 15 - островные дуги (приокеанические геосинклинали); 16 - глубоководные желоба; 17 - впадины окраинных морей с угоненной и частично разорванной субокеанической корой; 18 - впадины окраинных и внутренних морей и океанов с корой субокеанического типа; 19 - остаточные относительные поднятия в окраинных морях; 20 - зоны миоценовой и плиоцен-чет-вертичной линейной складчатости; 21 - континентальные грабены и рифтовые системы в пределах платформ, метаплатформенных и складчатых областей; 22 - фронтальные зоны надвигов и покровов (а) и сдвига (б); 23 - крупные вулканы; 24 - районы наземного существенно кислого и среднего (а) и основного (б) вулканизма; 25-27 - океаническое ложе: 25 - зона континентального склона; 26 - котловины океанов и окраинных морей с корой океанического типа; 27 - осевые зоны внутри-океанических рифтовых хребтов; 28 - контуры Байкальского рифтового пояса

ных поясов, которые завершили в палеозое свое геосинклинальное развитие и превратились в эпигеосинклинальные складчатые области, хотя и вошли в состав единых огромных континентальных блоков, продолжали тем не менее сохранять свои специфические тектонические особенности. Большая часть площади древних платформ на протяжении почти всего мезозоя и кайнозоя была слабо приподнята, а активно развивавшиеся впадины занимали лишь отдельные их участки, и роль мезокайнозойских отложений в формировании общего объема плитного чехла в целом незначительна. Эпигеосинклинальные складчатые области подвижных поясов и отчасти метаплатформенные области отличались от древних платформ в целом большими скоростями, амплитудами вертикальных движений, их дифференцированностью и степенью унаследованности их плана от тектонической структуры складчатого фундамента. Скорость погружения на молодых плитах, образовавшихся в мезокайнозое в пределах метаплатформенных областей и главным образом тех районов палеозойских складчатых областей, где широко развиты древние срединные массивы, в несколько раз превышала среднюю скорость погружения на плитах древних платформ.

6. Важнейшим событием последней стадии мезокайнозойского мегаэтапа развития Северной Евразии явился позднекайнозойский дейтероорогенез, охвативший многие районы юга азиатской части СССР и смежные зарубежные районы Центральной Азии. Примечательно, что в основном он проявился в пределах эпигеосинклинальных складчатых областей и лишь в слабой степени затронул некоторые районы Китайской и юго-востока Сибирской платформ.

Кинематическая обстановка, в которой протекал позднекайнозойский дейтероорогенез, в разных районах Азии была несколько различной, но в Тянь-Шаньской области, где связанные с ним деформации достигали максимальной

интенсивности, они, несомненно, происходили в условиях значительного горизонтального сжатия литосферы. Эти деформации, синхронные с позднекайнозойским протоорогенезом, завершавшим геосинклинальное развитие Средиземноморского подвижного пояса, по-видимому, были вызваны общей причиной — сближением Евразийского и Гондванских литосферных блоков.

7. Важнейшая глобальная тектоническая тенденция мезокайнозойского мегаэтапа, которая, в отличие от ранее отмеченных, пока что слабо проявилась в пределах рассмотренной в этой книге территории Северной Евразии, тесно связана с формированием впадин вторичных океанов и заключается в прогрессирующем на протяжении мезозоя и кайнозоя расколе и распаде крупнейших континентальных мегаблоков, таких, как древний Гондванский мегаблок и возникший в течение палеозоя Лавразийский мегаблок, которые на рубеже палеозоя и мезозоя на короткое время объединились в еще более крупный блок — Пангею. Уже в начале мезозоя связь Гондванского и Лавразийского мегаблоков нарушилась при регенерации Средиземноморского пояса, но затем в значительной мере опять восстановилась при их новой коллизии в позднем кайнозое. В течение мезозоя и кайнозоя Гондвана распалась на шесть крупных и ряд мелких континентальных блоков, постепенно отодвигавшихся друг от друга в ходе расширения впадин Индийского, Атлантического океанов и Красного моря. Лавразийский мегаблок в течение мезозоя и кайнозоя также распался на Северо-Американский, Гренландский блоки и огромный блок Северной Евразии, в целом сохранивший свою монолитность вплоть до современности. Однако его самый западный участок (территория Испании, Франции и Британских островов) оказался полуротационным от основного “тела” Евразии в результате образования Североморской и Рейнско-Ронской рифтовых систем, а северо-восточный и юго-восточные участки начинают в кайнозое обособляться от основной, центральной части Евразийского блока в связи с заложением и прогрессирующим растяжением в Лаптевско-Момской, Байкальской кайнозойских рифтовых системах в Восточной Сибири и аналогичных им рифтовых системах в восточной части Китая. Вполне возможно допустить, что продолжение процесса их развития в будущем приведет к распаду восточной части Евразийского континента на несколько более мелких континентальных блоков.

В целом мезозойско-кайнозойский мегаэтап развития Земли характеризовался, вероятно, наибольшим, по сравнению с предшествовавшими ему, масштабом горизонтальных перемещений отдельных блоков континентальной литосферы — их относительным расхождением (дивергенцией) с возникновением и расширением новообразованных океанических впадин между ними, с одной стороны, и их относительным сближением (конвергенцией), сопровождавшимися различными формами столкновения (коллизии) — обдукцией, субдукцией и общим смятием (“скупиванием”) литосферы с другой.

Именно этому мегаэтапу, по-видимому, в наибольшей мере может соответствовать модель горизонтальных перемещений литосферных плит, разработанная сторонниками приобретшей широкую популярность концепции неомобилизма, или глобальной тектоники. Однако эта концепция, сыгравшая в развитии геологической науки на протяжении последних двух десятилетий несомненно положительную роль, нуждается в настоящее время в существенных коррективах. К числу ее наиболее спорных положений (постулатов) относятся, в частности: 1) утверждение о неизменности размеров Земли на

протяжении геологической истории и отрицание возможности ее пульсаций, являющихся, по мнению многих ученых, наиболее вероятной причиной периодического усиления проявлений сжатия и растяжения коры в глобальном масштабе и их чередования во времени; 2) предположение о существовании единой общепланетарной астеносферы, кровля которой, лежащая на глубинах около 50–100 км, рассматривается как главная поверхность, по которой “скользят” литосферные плиты; в действительности их перемещение может, по-видимому, происходить по поверхностям различной глубинности, в частности под континентами на глубинах до нескольких сотен километров; 3) предположение о субдукции как главном тектоническом процессе, компенсирующем спрединг в срединно-океанических рифтовых поясах; 4) представление об универсальности контролировавшего перемещения литосферных плит механизма конвекции в мантии на протяжении большей части истории Земли, по существу игнорирующее или по крайней мере недооценивающее направленный, необратимый процесс ее тектонического развития.

Краткий обзор геологического развития территории СССР и смежных регионов Евразии показывает, что на протяжении доступных геологическому изучению 3,5–4 млрд лет истории Земли эта огромная континентальная область прошла ряд крупных этапов (мегаэтапов), весьма существенно отличавшихся по характеру тектонических движений, структурного плана и стиля тектонических форм, формаций, магматизма и минерализации, термического режима, последовательная смена которых отражает необратимую эволюцию нашей планеты и процессов, протекавших в ее недрах и на ее поверхности.

Кардинальные качественные изменения в строении и характере развития Земли в ходе ее истории показывают несостоятельность попыток объяснить ее эволюцию с помощью единого универсального глубинного механизма, действовавшего на протяжении всей или большей части геологической истории. Вместе с тем через все эти этапы как основной лейтмотив прослеживается глобальная периодичность взаимосвязанных геологических процессов — тектонических, термических, седиментационных, геоморфологических и других и, в частности, глобальная периодичность в проявлении деформаций сжатия и растяжения в пределах разных типов тектонических областей, существовавших на соответствующих этапах истории Земли. По мнению автора, эта взаимосвязь и периодичность тектонических и других геологических процессов могут найти наиболее естественное объяснение с позиций концепции периодических пульсаций Земли, возможно сопровождавшихся некоторым общим увеличением ее объема на отдельных мегаэтапах (в частности, в архее, рифее—начале палеозоя, мезокайнозое).

Эволюция основных типов тектонических областей на протяжении крупнейших этапов геологической истории Земли (Лавразийская полусфера) схематически представлена в таблице на с. 268.

Типы тектонических областей		Катархей-архей	Ранний протерозой	Поздний протерозой	Палеозой	Мезозой-кайнозой
млрд. лет		4,0	2,6	1,6	0,6	0,25
Гранулитовые области						
Серогнейсовые области						
Зеленокаменные пояса и гранит-зеленокаменные области						
Гранулитовые пояса		?		?		
Протогеосинклинальные области	эпипротогеосинклинальные складчатые области					
	древние вулканоплатонические пояса					
Протоплатформенные области с проторифтовыми зонами (протоавлакогенами)						
Подвижные протопояса						
Подвижные пояса, в том числе: структуры геосинклинального мегаэстапа	структуры постгеосинклинального мегаэстапа					
	структуры постгеосинклинального мегаэстапа					
Металлатформенные области, в том числе: структуры облакогеосинклинального мегаэстапа	структуры квазилатформенного мегаэстапа					
	структуры квазилатформенного мегаэстапа					
Древние платформы, в том числе						
структуры авлакогенного мегаэстапа	структуры плитного мегаэстапа					
Первичные океанические бассейны	то же, обновленные			?		
Вторичные океанические бассейны, в том числе						
периконтинентальные рифтовые системы в их крайних зонах	внутриокеанические рифтовые пояса					
Внутриконтинентальные и межконтинентальные рифтовые зоны и системы						

зоны активизации  
молодые плиты

выступы основания

зоны активизации

молодые плиты

выступы основания

авлакогены

плиты

межавлакогенные поднятия

зоны активизации

Лавразия

Гондвана

## ЛИТЕРАТУРА

### Средиземноморский пояс в целом

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., 1981. 212 с.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинали вулканизма. М., 1983. 87 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., 1973. 279 с.

Тектоника Средиземноморского пояса. М., 1980. 244 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., 1984. 344 с.

### Молодые плиты северной периферии пояса

Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М., 1978. 148 с.

Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М., 1980. 152 с.

Захаров С.А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской впадины. Душанбе, 1962.

### Карпаты

Геодинамика Карпат. Киев, 1985. 136 с.

Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат/Под ред. В.В. Глушко и С.С. Круглова. М., 1971. 392 с.

История геологического развития Украинских Карпат/Отв. ред. О. С. Вялов. Киев, 1981. 180 с.

Тектоника Украинских Карпат/Отв. ред. С.С. Круглов. Киев, 1986. 152 с.

### Крым и Черноморская впадина

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., 1980. 202 с.

Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975. 358 с.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М., 1973. 192 с.

### Кавказ

Адамия Ш.А. Докюрские образования Кавказа. Тбилиси, 1968. 296 с.

Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959. 186 с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа//Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси, 1984. С.105-184.

Геология Большого Кавказа/Ред. Г. А. Аджигирей. М., 1976. 264 с.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., 1975. 208 с.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963. 357 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 484 с.

Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., 1978. 176 с.

Шихалибеyli Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. М., 1964-1967. Т. 1. 1964. 308 с.; Т. 2. 1966. 264 с.; Т. 3. 1967. 240 с.

### Альпиды Средней Азии

Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л., 1963. 244 с.

Винниченко Г.П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе, 1979. 178 с.

Резанов И.А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., 1959. 248 с.

Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., 1968. 185 с.

Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., 1977. 160 с.

### Верхояно-Чукотская область

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М., 1979. 208 с.

Структура и эволюция земной коры Якутии. М., 1985. 248 с.

Тектоника, кинематические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива/Под ред. В.А.Гринберга и др. М., 1984. 360 с.

Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1973. 325 с.

### Охотско-Чукотский вулканический пояс

Белый В.Ф. Стратиграфия и структура Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., 1977. 171 с.

Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., 1978. 212 с.

Филатова Н.И. Приокеанические вулканогенные пояса. М., 1989. 268 с.

### Северо-западная часть Тихоокеанского подвижного пояса в целом

Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М., 1988. 222 с.

Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения. М., 1984. 504 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР. Л., 1984. 560 с.

Кропоткин П.К., Шахварстова В.В. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1965. 365 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.

Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., 1979. 222 с.

Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М. 1976. 224 с.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Ред. М.С. Марков, Ю.М. Пушаровский и др. М., 1980. 286 с.

Хайн В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М., 1985. 292 с.

### Сихотэ-Алиньская область

Врублевский А.А. Тектоническое районирование Сихотэ-Алиньской складчатой области// Тихоокеанская геология. 1987. №3. С. 3-12.

Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алиньской геосинклинальной складчатой системы. М., 1978. 182 с.

Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М., 1985. 104 с.

### Сахалин

Меланколина В.Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., 1973.

Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М., 1987. 95 с.

Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на Западе Тихого океана. М., 1982.

Рождественский В.С. Тектоническое развитие о. Сахалин//Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 42-51.

### Курильские и Командорские острова

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., 1976. 240 с.

Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М., 1978. 100 с.

## Камчатка

Очерки тектонического развития Камчатки//М.Н. Шапиро, В.А. Ермаков, А.Е. Шанцер, В.И. Шульдинер, А.И. Ханчук, С.В. Высоцкий. М., 1987. 246 с.

Мараханов В.И., Потапьев С.В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. М., 1981. 88 с.

Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., 1976. 124 с.

### Кони-Тайгоноская система и Корякское нагорье

Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., 1976. 160 с.

Очерки тектоники Корякского нагорья/Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М., 1982. 220 с.

### Дно Японского, Охотского и Берингова морей

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М., 1979. 164 с.

Ковылин В.М. Строение земной коры в области Японского моря. М., 1979. 208 с.

Строение дна Охотского моря. М., 1981. 175 с.

### Заключительный раздел и территория СССР в целом (в дополнение к литературе, приведенной в части 1 книги)

Актуальные проблемы тектоники СССР/Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М., 1988. 168 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Геологическое строение и минерагения СССР. Кн. 1. Геологическое строение СССР/Под ред. А.И. Жамойды, Л. И. Красного и С.И. Стрельникова. Л., 1989. 352 с.

Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение/Отв. ред. Л.И. Красный. М., 1988. 444 с.

Глубинное строение территории СССР/Отв. ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М., 1991. 224 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., 1990. Кн. 1. 326 с. Кн. 2. 333 с.

Тектоника и эволюция земной коры Сибири/Отв. ред. А.Л. Яншин, И.Б. Борукаев. Новосибирск, 1988. 176 с.

Хан В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М., 1988. 383 с.

<b>Часть I. Средиземноморский подвижный пояс</b> . . . . .	<b>3</b>
Тектоническое положение и районирование . . . . .	3
Молодые плиты северной периферии Средиземноморского пояса . . . . .	8
Скифская плита . . . . .	11
Южно-Туранская плита . . . . .	16
Южно-Таджикская впадина и Байсун-Кугитангское поднятие . . . . .	24
Основные этапы развития . . . . .	29
Карпатская складчатая область . . . . .	32
Складчатое сооружение Горного Крыма . . . . .	48
Черноморская впадина . . . . .	60
Кавказская складчатая область . . . . .	64
Апшеронский порог и Южно-Каспийская впадина . . . . .	109
Альпиды Южной Туркмении . . . . .	110
Складчатое сооружение Памира . . . . .	117
Основные этапы и закономерности развития Средиземноморского подвижного пояса в пределах СССР . . . . .	130
<b>Часть II. Верхояно-Чукотская складчатая область и Охотско-Чукотский вулканический пояс</b> . . . . .	<b>135</b>
Верхояно-Чукотская складчатая область . . . . .	135
Охотско-Чукотский вулканический пояс . . . . .	161
<b>Часть III. Северо-западная часть Тихоокеанского подвижного пояса</b> . . . . .	<b>166</b>
Тектонические особенности и районирование . . . . .	166
Кони-Тайгоноская позднемезозойская складчатая система . . . . .	170
Позднемезозойская покровно-складчатая система Корякского нагорья . . . . .	174
Камчатско-Олюторская кайнозойская складчатая система . . . . .	181
Ложе Берингова моря, Командоро-Алеутская островная дуга и Алеутский желоб . . . . .	194
Сихотэ-Алинская позднемезозойская складчатая система . . . . .	200
Котловина Японского моря . . . . .	213
Кайнозойское складчатое сооружение Сахалина . . . . .	219
Охотоморский массив . . . . .	226
Курильская островная дуга и смежные с ней депрессии . . . . .	227
Основные этапы и закономерности развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса . . . . .	234
<b>Часть IV. Основные этапы геологического развития территории СССР</b> . . . . .	<b>237</b>
I. Мегаэтап формирования древнейшей протоконтинентальной коры платформ (континентов?) — катархей и архей . . . . .	237
II. Мегаэтап возникновения и развития протоплатформенных и протогеосинклинальных областей — ранний протерозой . . . . .	242
III. Мегаэтап обособления и раннего развития древних платформ и метаплатформенных областей и заложения подвижных поясов Евразии - поздний протерозой . . . . .	245
IV. Мегаэтап геосинклинального развития подвижных поясов и формирования плитного чехла древних платформ Евразии — конец позднего протерозоя — палеозой . . . . .	247
V. Мегаэтап сопряженного развития континентальных блоков, новообразованных и обновленных океанов, унаследованных и регенерированных геосинклинальных областей в некоторых подвижных поясах — мезозой-кайнозой . . . . .	255
Литература . . . . .	269