

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1974

## СОДЕРЖАНИЕ

Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев, А. Я. Шараськин, Г. В. Агапова, Н. Л. Зенкевич, А. Ф. Береснев, Н. А. Куренцова, А. Е. Сузюмов. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана	3
Дж. У. Х. Монгер, Дж. Г. Саутер, Х. Габриелс. Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит	15
С. А. Шихов. Основные особенности строения и формирования земной коры на северо-востоке Русской плиты	40
Ю. Я. Кузнецов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента	48
Ю. П. Бутов, А. Н. Занвилевич, Б. А. Литвиновский. Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области	60
О. М. Розен, О. Д. Иванов, С. М. Крамаренко. Эволюция гранитоидов в срединных массивах (на примере Кокчетавского массива)	72
М. С. Нагибина, Ж. Бадамгарав. Тектоника Сайхан-Обинского прогиба Центральной Монголии	86
В. К. Шевченко. О природе надвигов Юго-Западного Забайкалья	104
И. М. Сборщиков, В. И. Дронов, С. М. Калимулин, С. Х. Мирзод. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области	114
Н. И. Филатова. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины	116
<b>Краткие сообщения</b>	
В. А. Попова, В. В. Сиваев. О ранних карелидах области сочленения с беломорами	130
<b>Критика и дискуссии</b>	
Б. Г. Горелов. О тектоническом положении раннепротерозойских гранитоидов в Олекмо-Витимской горной стране	133
А. М. Лейтес, В. С. Федоровский. О времени образования раннепротерозойских гранитоидов на западе Алданского щита (ответ Б. Г. Горелову)	134

## CONTENTS

<b>G. B. Udintsev, L. V. Dmitriev, A. Ya. Sharaskin, G. V. Agapova, N. L. Zenkevich, A. F. Beresnev, N. A. Kurentsova, A. E. Suziumov.</b> New data on fault-trenches in the South-West Pacific	3
<b>J. W. H. Monger, G. G. Souther, H. Gabrielse.</b> Evolution of the Canadian Cordillera: A Plate tectonic model	15
<b>S. A. Shikhov.</b> Fundamental features in the structure and formation of the crust in the north-east of the Russian plate	40
<b>Yu. Ya. Kuznetsov, E. D. Sulidi-Kondratiev, V. V. Kozlov.</b> Tectonic elements in the northern part of the African-Arabian continent	48
<b>Yu. P. Butov, A. N. Zanzilevich, B. A. Litvinovsky.</b> The Baikaliide problem in the light of new data on the stratigraphy and magmatism in the central part of the Baikalian mountain area	60
<b>O. M. Rozen, O. D. Ivanov, S. M. Kramarenko.</b> The evolution of granitoids in median massifs (as exemplified by the Kokchetav massif)	72
<b>M. S. Nagibina, Zh. Badamgarav.</b> The tectonics of the Saikhan — Ob depression in Central Mongolia	86
<b>V. K. Shevchenko.</b> On the nature of overthrusts in the South-Western Transbaikalian region	104
<b>I. M. Šborschikov, V. I. Dronov, S. M. Kalimulin, S. Kh. Mirzots.</b> Structural relations of the Turan plate and the folded structures of the Alpine folded area	114
<b>N. I. Filatova.</b> Formations and tectonics of the Okhotsk — Chukotka volcanic belt in the basin of Penzhina river	116

## Short Notes

<b>V. A. Popova, V. V. Sivaev.</b> On the early Karelides in the junction areas with the Belomorides	130
--	-----

## Critique and Discussions

<b>B. G. Gorelov.</b> On the tectonic position of Early Proterozoic granitoids in the Olekmo — Vitim mountainland	133
<b>A. M. Leites, V. S. Fedorovsky.</b> On the formation time of Early Proterozoic granitoids in the west of the Aldan shield (An answer to B. G. Gorelov)	134

УДК 551.242.21 (265)

Г. Б. УДИНЦЕВ, Л. В. ДМИТРИЕВ, А. Я. ШАРАСЬКИН,  
Г. В. АГАПОВА, Н. Л. ЗЕНКЕВИЧ, А. Ф. БЕРЕСНЕВ,  
Н. А. КУРЕНЦОВА, А. Е. СУЗЮМОВ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЖЕЛОБАХ-РАЗЛОМАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотрены новые данные о строении желобов-разломов Муссау, Витязь и Тонга, полученные в 49-м рейсе НИС «Витязь» в юго-западной части Тихого океана. Выявлены главные особенности строения желобов, закономерности распределения в них рыхлых осадков, и дана характеристика коренных пород, слагающих горизонты океанической коры.

Доказывается, что породы океанической коры, формирующейся в осевой зоне срединных океанических хребтов, испытывают существенные минералогические и геохимические преобразования по мере латерального смещения от оси хребтов к периферии океана.

Желоба юго-западной окраины Тихого океана образуют сложную систему, состоящую из краевых геосинклинальных впадин и желобов-разломов (рис. 1). К геосинклинальному типу относятся желоба Ново-Гвинейский, Манус, Ново-Британский, Ново-Гебридский, Тонга, Кермадек и ряд др., сопряженных, как правило, с развитыми островными дугами (Богданов, 1969). Их образование связано с поддвижением океанических плит под островные дуги. Желоба-разломы — Муссау, Витязя, Лира и северная оконечность Тонга занимают в этой системе подчиненное положение и образованы, по-видимому, в результате разрывных движений коры в зонах трансформных разломов (Удинцев, Дмитриев, 1971; Isacks et al., 1969).

Несмотря на то, что большинство желобов в этом районе обнаружено давно, комплексных геофизических исследований в них почти не проводилось, в связи с чем к настоящему времени имеется еще мало данных как о природе каждого из желобов, так и о принципиальных различиях между их двумя основными типами. Известно, что различия между геосинклинальными желобами и желобами-разломами проявляются главным образом в морфологии, характере геофизических полей и строении осадочной толщи.

Геосинклинальные желоба располагаются в переходных зонах океана и являются структурными границами, разделяющими литосферные блоки с корой океанического и переходного типа. Геосинклинальные желоба повторяют форму островной дуги, к которой примыкают, и имеют протяженность от нескольких сот до 3000 км.

Поперечные профили желобов асимметричны, островной склон всегда выше и круче океанического. Вглубь под островные дуги уходят фокальные плоскости сейсмичных зон; расчеты векторов действующих напряжений указывают на преобладание сжатия в этих областях (Балакина, 1974). В пределах геосинклинальных желобов тепловые потоки понижены, а изостазия нарушена (Артемьев, 1966; Ушаков, 1968).

В отличие от геосинклинальных желобов, имеющих дугообразную форму и значительную протяженность, желоба-разломы прямолинейны по простиранию и по протяженности не превышают, как правило,

450 км. Их поперечные профили более симметричны. Заложены такие желоба на коре океанического или субокеанического типа. Величины теплового потока в желобах-разломах обычно повышены, под ними нет наклонных фокальных сейсмичных зон, гравитационные и магнитные аномалии в них четко выражены и специфичны, а изостатические аномалии малы. Кроме того, на дне желобов-разломов могут накапливаться значительные по мощности толщи осадков (Удинцев, Дмитриев, 1971).

В 49-м рейсе НИС «Витязь», проходившем в юго-западной части Тихого океана, были проведены детальные геолого-геофизические исследова-

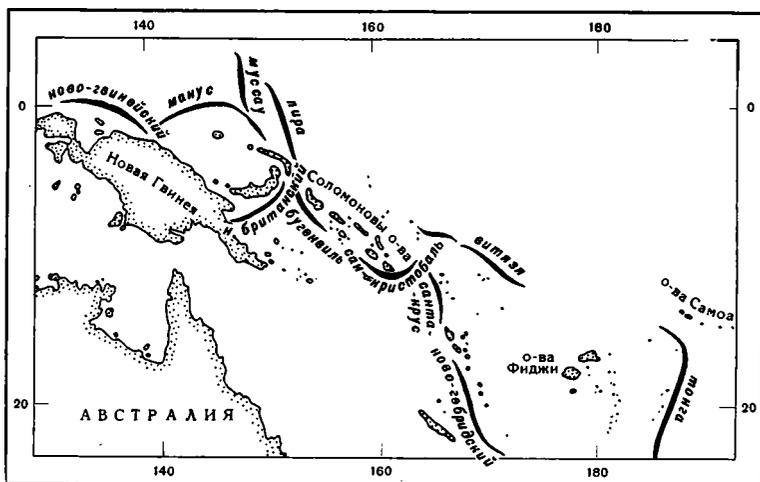


Рис. 1. Глубоководные желоба юго-западной части Тихого океана

ования в желобах-разломах — Муссау, Витязя и в северной оконечности Тонга.

Здесь мы рассмотрим особенности морфологии, строения осадочной толщи и результаты драгировок.

**Желоб Муссау** представляет собою, по мнению Г. Хесса (1952), разлом типа взбросо-надвига почти меридионального простирания протяженностью около 400 км. С севера он ограничен разломом Тайвань — Айянте, на юге соединяется с желобом Манус (Западно-Меланезийским). Желоб Муссау разделяет два разновысоких блока Восточно-Каролинской котловины, в связи с чем поперечные профили его слегка асимметричны (рис. 2). Восточный склон, прилегающий к опущенному блоку, круче западного. Верхняя часть его увенчана узким расчлененным гребнем. Средняя крутизна восточного склона желоба 10—12°, а на отдельных участках в верхней части на глубинах 2400—4500 м достигает местами 20—30°. Средняя крутизна западного склона 5—7°. Восточный склон расчленен сильнее западного, на нем имеются гребни и депрессии, вытянутые вдоль простирания желоба.

В процессе работ была измерена новая максимальная глубина желоба Муссау, которая равна 7028 м.

Данные сейсмического профилирования показывают также значительные покровы «прозрачных» (неуплотненных) карбонатных осадков в верхних частях склонов и даже на отдельных гребнях на склонах. Мощности их достигают 400—500 м на западном склоне и 100 м на восточном. Дно желоба имеет ровную поверхность, ширина лишь немного превышает 1,6 км. Мощность «прозрачных» осадков на дне достигает 400 м. На лентах сейсмопрофилографа и эхограммах хорошо видна сло-

истость осадков, заполняющих депрессии, а мощность осадков в одной из самых крупных депрессий на глубине 5500 м достигает 250 м.

В желобе Муссау было сделано две серии фотографий дна: одна — (станция 6414) в верхней части хребта, образующего восточный склон желоба, и другая серия — (станция 6412) — в нижней части этого же склона.

На станции 6414 (1°53'0 с. ш., 149°00'8 в. д.) были получены 22 фотографии на глубине от 2200 до 2600 м. Разрез начался на крутом участке склона, где видны сплошные россыпи обломочного материала различ-

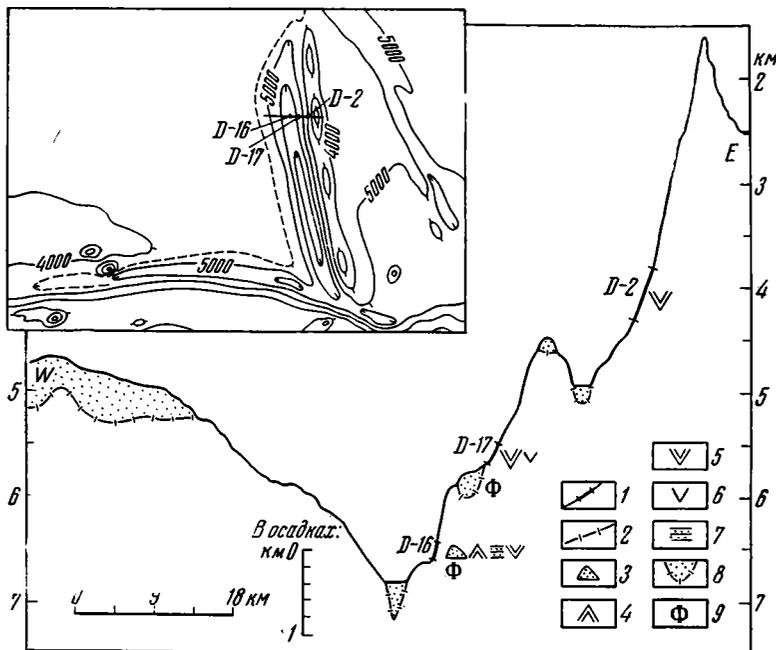


Рис. 2. Батиметрическая схема и эхолотный профиль поперек желоба-разлома Муссау

1 — место драгировки; 2 — границы фундамента; 3 — катаклазированный туфоагломерат; 4 — долерит-миланит; 5 — зеленокаменный базальт, диабаз, долерит; 6 — базальт; 7 — осадочные породы (песчаник, гравелит, глинистый алеврит); 8 — рыхлые осадки (по данным сейсмопрофилирования); 9 — место подводного фотографирования

ной крупности и отдельные выходы коренных пород. Конец разреза пришелся на выполаживающийся участок склона, где создаются условия для отложения более мелкого материала. Сильные придонные течения формируют здесь на поверхности осадков четко выраженные прямолинейные валы, на которые местами наложены знаки ряби. Видимый на последнем кадре разреза вал имеет ширину около 1 м, высоту — 30—40 см, а протяженность его превышает несколько метров.

С глубины 3800—4500 м вдоль восточного склона дуга 2 (станция 6372, 0°33'5 с. ш., 149°20'8 в. д.) принесла несколько мелких остроугольных обломков зеленокаменноизмененных пироксен-плагиоклазовых базальтов, покрытых с поверхности пленкой железомарганцевых окислов. Плагиоклаз в этих породах представлен лабрадором, а моноклинный пироксен — авгитом. Степень вторичных изменений разная и меняется от слабой, когда лишь в основной массе породы развиваются участки зеленого хлорита, до весьма интенсивной, когда вся порода целиком сложена агрегатом вторичных минералов: хлорита, актинолита, серицита, магнетита, а иногда и альбита. Некоторые обломки сильно выветрелы,



и в них интенсивно развиты бурые гидроокислы железа. Один из поднятых обломков сложен палагонитовым туфом.

Ниже по склону, на глубине 5400—5600 м, драга 17 (станция 6413, 01°51'1 с. ш., 148°50'2 в. д.) принесла лишь один небольшой обломок плотного, массивного зеленовато-серого афитового базальта, в отдельных участках которого наблюдается замещение стекловатого и микрокристаллического вещества чешуйчатым агрегатом хлорита и актинолита.

На станции 6412 (1°52'3 с. ш., 148°47'3 в. д.) ниже драги 17 было получено 55 фотографий в интервале глубин 5800—6200 м. Эта серия снимков дает представление о внешнем крае ступени в нижней части склона желоба (рис. 3, а). Поверхность ступени покрыта осадками, по-видимому, небольшой мощности, поскольку во многих местах они прерываются выходами коренных пород. На большинстве снимков видны различные следы донных животных, в основном — роющих: небольшие холмики и углубления в осадке, а также очень много спиральных валиков, оставленных, по всей вероятности, представителями кишечнодышащих животных — баланоглоссами. Одна спираль приходится здесь в среднем на 2,8 м<sup>2</sup> поверхности дна. Выходы пород, а также видимые около них промоины в осадках указывают на то, что здесь, как и на предыдущей станции, действуют достаточно сильные придонные течения.

Еще ниже по восточному склону желоба, на глубине 6400—6600 м драгой 16 (станция 6412, 01°52'9 с. ш., 148°45'9 в. д.) были подняты глыбы и обломки различных по составу пород. Основная масса представлена тускло-зелеными катаклазированными туфоагломератами с бугристыми неровными поверхностями. Из первичных минералов сохраняются лишь лейсты основного плагиоклаза, и те значительно замещены агрегатом соссюрита. Из вторичных минералов преобладают палагонит, хлорит и актинолит.

Кроме агломератов драга принесла обломки грязно-зеленых терригено-туфогенных песчаников, гравелитов и алевролитов, содержащих значительное количество карбонатного вещества в цементе.

Есть также обломки базальтов, долеритов и диабазов с различной степенью зеленокаменного изменения. Все образцы слабой и средней степени окатанности. Наличие пленок железомарганцевых окислов и глинистых примазок указывает на то, что образцы не были оторваны от коренных обнажений, а скорее всего принадлежат к подводной делювиальной осыпи.

Таким образом, по всему восточному склону желоба Муссау коренные породы подвержены зеленокаменному изменению (метаморфизму) и катаклазу.

**Желоб Витязя**, окаймляющий северную часть Фиджийского плато, представляет собой трансформный разлом окраины переходной зоны. Он состоит из ряда вытянутых эшелонированных впадин, простирающихся с северо-запада на юго-восток примерно на 580 км. Максимальная глубина желоба — 6150 м, расположена в центральной впадине. Поперечные профили желоба симметричны, крутизна их в среднем составляет 10—15°, а местами достигает 25—30°. Юго-западный склон, примыкающий к приподнятому краю Фиджийского плато, выше северо-

Рис. 3. Подводные фотографии желобов

а — фотография нижней части восточного склона желоба-разлома Муссау. Станция № 6412; 1°52'3 с. ш., 148°47'3 в. д. Площадь дна на кадре около 2,5 м<sup>2</sup>; б — фотографии средней части юго-западного склона желоба-разлома Витязя. Станция № 6405; 10°30'9 ю. ш., 170°04'8 в. д. Площадь дна в кадре около 12 м<sup>2</sup>; в — фотографии нижней части юго-западного склона желоба Тонга. Станция № 6394; 15°04'8 ю. ш., 172°57'2 з. д. Площадь дна на кадре около 12 м<sup>2</sup>

восточного. В верхней его части расположен гребень, высота которого достигает 500 м (рис. 4).

Почти повсеместно склоны осложнены мелкими неровностями. Вдоль юго-западного склона, на глубине 5000—5500 м на большинстве профилей прослеживается узкая депрессия мощностью до 200 м, заполненная осадками. Дно желоба Витязя выровнено, наибольшая его ширина (до 13 км) отмечена в центральной впадине. К флангам плоское дно желоба суживается и выклинивается. Общая мощность осадков на дне желоба Витязя, по данным сейсмопрофилирования, составляет 750—800 м, при-

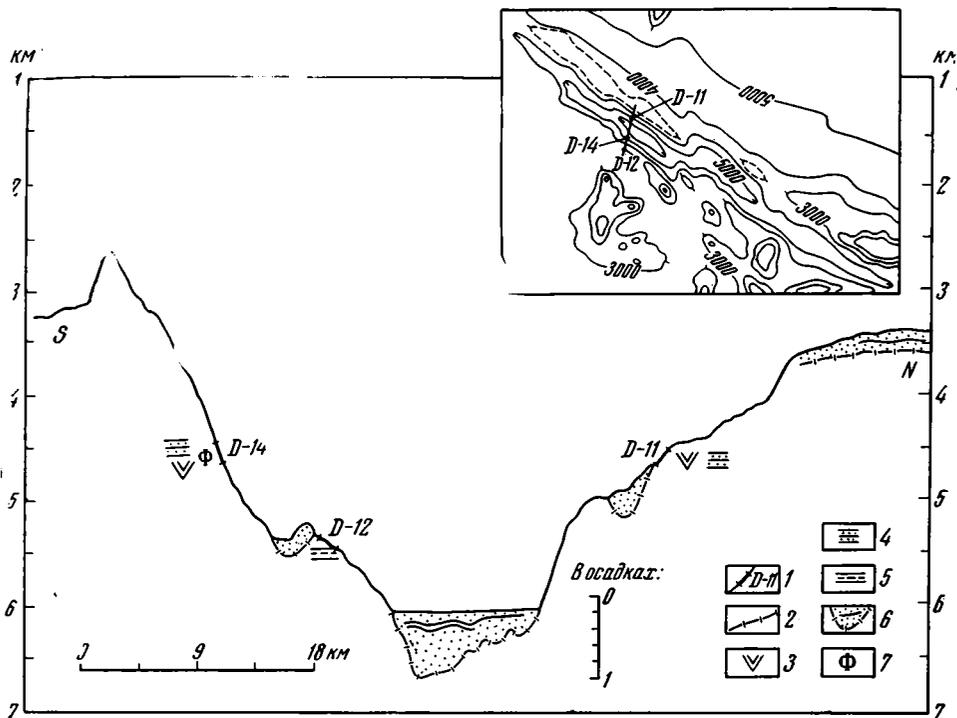


Рис. 4. Батиметрическая схема и эхолотный профиль поперек желоба-разлома Витязя 1 — место драгировки; 2 — граница фундамента; 3 — зеленокаменные базальты, долериты, диабазы; 4 — туфогенно-осадочные породы; 5 — красная глубоководная глина; 6 — неуплотненные осадки (по данным сейсмопрофилирования); 7 — место подводного фототрафирования

чем четко разделяются ненарушенный 150-метровый «прозрачный» слой сверху и слегка деформированный, стратифицированный под ним. В верхней части северо-восточного склона мощность осадков достигает 250—300 м, а в верхней части юго-западного склона — доходит местами до 500 м.

В желобе Витязя было сделано четыре фотостанции: три — на его юго-западном склоне (№ 6400, 6405 и 6408) и одна — на северо-восточном (№ 6402).

Серия фотографий на станции 6400 ( $10^{\circ}36'9''$  ю. ш.,  $170^{\circ}08'5''$  в. д.) состоит из 30 снимков. Она получена в верхней части склона на глубине 3400—3800 м. На фотографиях видна довольно однообразная поверхность осадков, нарушенная лишь многочисленными следами роющих донных животных. В основном это мелкие холмики и ямки, а также длинные извилистые валики. На некоторых снимках видны спиральные валики. К концу разреза на фотографиях появляются многочисленные светлые образования на ножках (стебельках), воткнутой в осадок. По-

видимому, это представители оболочников (Tunicata). Заметная вытянутость в одном направлении всех мелких положительных форм микро-рельефа указывает на наличие здесь вполне ощутимых придонных течений.

Данные сейсмопрофилирования указывают, что венчающий северо-западный склон гребень и вся верхняя часть склона желоба примерно до глубины 4000—4500 м погребены под чехлом, по-видимому, карбонатных осадков, мощность которых на гребне достигает 300—400 м. Вниз по склону осадочный чехол постепенно выклинивается. Наличие здесь толщи осадков, по всей вероятности, и обуславливает однообразие поверхности склона в таком значительном интервале глубин, где лишь на одной фотографии из 30 отмечено обнажение коренных пород, приуроченное скорее всего к небольшому выступу на склоне.

Следующая серия, состоящая из 24 фотографий, была получена на станции 6405 (10°30'9 ю. ш., 170°04'8 в. д.) в интервале глубин 4000—4500 м. Склон здесь круче, чем на предыдущей станции, глубина приближается к критической глубине растворения карбонатного материала, и осадочный чехол начинает выклиниваться. Поэтому на снимках здесь видны многочисленные выходы коренных пород и скопления каменистых обломков (рис. 3, б). В понижениях между скалами можно видеть небольшие участки рыхлых осадков со следами роющей донной фауны. Следов животных здесь заметно меньше, чем на предыдущей станции, в основном это закрученные в спираль валики. К концу разреза с увеличением глубины количество выходов пород увеличивается, возрастает также и количество обломочного материала, соответственно уменьшаются пятна рыхлых осадков. Обнаженные породы и промоины в осадках около отдельных обломков свидетельствуют о сильных придонных течениях.

В результате драгирования, проведенного в этом же районе (драга 14, станция 6407; 10°33'8 ю. ш., 170°14'9 в. д.), с глубины 4600—4400 м были подняты обломки литифицированных грязно-белых известково-глинистых осадков, покрытые с поверхности коркой железомарганцевых окислов (толщиной до 7 мм). Свежие сколы указывают на то, что некоторые обломки оторваны от коренных обнажений. Кроме осадочных образований, было поднято шесть небольших обломков зеленокаменных пород. Минералогический состав этих пород представлен ассоциацией хлорита и актинолита с альбитом и кварцем, иногда наблюдается биотит, и тогда парагенезис становится типичным для пород группы спилитов. Сохранившиеся в процессе изменения реликты первичных минералов и структурных особенностей первичных пород указывают на то, что описанные породы образовались в результате метаморфического преобразования пироксен-плаггиоклазовых базальтов.

Станция 6408 сделана в депрессии, расположенной в нижней части юго-западного склона желоба на глубине 5300—5420 м. Здесь получено 32 фотографии дна. На снимках видна относительно ровная поверхность осадков с рассеянным мелким обломочным материалом. В начале фоторазреза на поверхности дна преобладает обломочный материал. К середине разреза, т. е. ближе к центру депрессии, количество обломочного материала уменьшается, а количество следов донных животных возрастает. На последних кадрах разреза, полученных в центре депрессии, обломков не видно, здесь преобладают следы фауны — холмики и ямки, извилистые борозды и спиральные валики. Как и на станции 6400, здесь чувствуется присутствие течений, на что указывают вытянутые в одном направлении положительные формы микро-рельефа.

По данным сейсмопрофилирования, эта депрессия заполнена рыхлыми осадками. Драга 12 (станция 6404, 10°30'0 ю. ш., 170°12'9 в. д.) принесла из нее с глубины 5600—5400 м буро-красную вязкую комковатую глубоководную глину.

К сожалению, фотоснимков на дне желоба сделать не удалось, но можно предположить, что поверхность дна там аналогична поверхности дна на станции 6408 (в конце разреза). Об этом свидетельствуют записи на эхограмме, где дно желоба на протяжении около 13 км представляет собой идеально ровную поверхность, а также данные сейсмопрофилирования, по которым мощность рыхлых осадков на дне желоба достигает 800 м.

На противоположном, северо-восточном склоне желоба Витязя сделана лишь одна фотостанция, № 6402 ( $10^{\circ}15'0$  ю. ш.,  $170^{\circ}19'0$  в. д.), на которой было получено 30 снимков дна. Эта станция пришлась на небольшую ступень в нижней части склона, расположенную на глубине 5000—5050 м. Поверхность ступени покрыта осадками, на которых видны многочисленные следы роющих донных животных — в основном крупные холмики с несколькими кратерами на вершинах, достигающие 60—80 см в поперечнике и 40 см высоты, извилистые широкие борозды со скульптурными краями, а также закрученные спиралью валики, образованные, как уже указывалось, баланоглоссами. Выходов твердых пород и обломков на фотографиях не видно, не заметно также и признаков деятельности придонных течений.

С небольшого уступа, расположенного несколько выше по этому склону на глубине 4200—4700 м, драга 11 (станция 6402,  $10^{\circ}09'9$  ю. ш.,  $170^{\circ}21'6$  в. д.) принесла глыбы и обломки выветрелых и зеленокаменно-измененных долеритов, диабазов, пироксен-плагиоклазовых базальтов и небольшое количество окатанных обломков известняков и известковых алевроитов с примесью туфогенного материала, а также гальку пемзы. Судя по отсутствию свежих сколов и наличию пленок марганцевых окислов на всех поверхностях глыб и обломков, они были получены из подводной осыпи.

Первичные минералы базальтов: лабрадор, авгит и магнетит; вторичные минералы: актинолит, серицит, альбит, пылевидный магнетит и иногда кальцит. Особый интерес представляют некоторые образцы этих пород, на поверхности которых наблюдаются друзы и щеточки гроссулярового граната, которые совершенно не подверглись выветриванию.

Северная оконечность желоба Тонга была пересечена несколькими галсами в районе  $15^{\circ}$  ю. ш. Это один из немногих примеров, где глубоководный желоб резко меняет свое простирание с субмеридионального на субширотное. Некоторые исследователи этот участок желоба Тонга также относят к трансформному разлому, ограничивающему Меланезийский сегмент переходной зоны (Isacks et al., 1969). Поперечные профили желоба в этом месте отчетливо асимметричны — островной склон выше и значительно круче океанического, уклоны отдельных уступов достигают здесь  $30^{\circ}$ . В своих нижних частях оба склона желоба интенсивно раздроблены, особенно океанический (рис. 5).

Серия из 29 фотографий была получена в нижней части юго-западного склона на глубине 5030—5070 м вблизи станции 6394 ( $15^{\circ}04'8$  ю. ш.,  $172^{\circ}57'2$  з. д.).

Фотографии показывают (рис. 3, в), что склон в этом месте покрыт мягкими осадками, на поверхности которых (почти на каждом кадре) видны спиральные валики, оставленные баланоглоссами. В среднем одна спираль приходится здесь на  $8 \text{ м}^2$  поверхности дна. Других следов животных на поверхности осадка не заметно. На 17 кадрах из 29 можно видеть крупные угловатые обломки коренных пород.

Интересно, что на всех участках, где на поверхности дна лежат обломки пород, за ними с подветренной стороны вытягиваются аккумулятивные шлейфы осадков в виде хвостов, что указывает на сильные придонные течения.

Фотография, полученная американскими исследователями в нижней части противоположного, океанического склона желоба Тонга на глуби-

не 6613 м (15°19' ю. ш., 172°19' з. д.), показывает очень сходную со станцией 6394 картину — те же мягкие осадки и спиральный след баланоглосса, нет только обломков пород. Правда, здесь под тонким слоем осадков угадывается неровная поверхность, вероятно, образуемая коренными породами (Heezen, Holister, 1969).

На фотографиях, полученных теми же исследователями в самой верхней части островного склона этого района желоба на глубине 1929 м (15°43' ю. ш., 172°57' з. д.), видны выходы коренных пород и обломки, инкрустированные окислами марганца. Лишь в понижениях между скалами здесь можно видеть пятна мягких осадков с редкими следами ро-

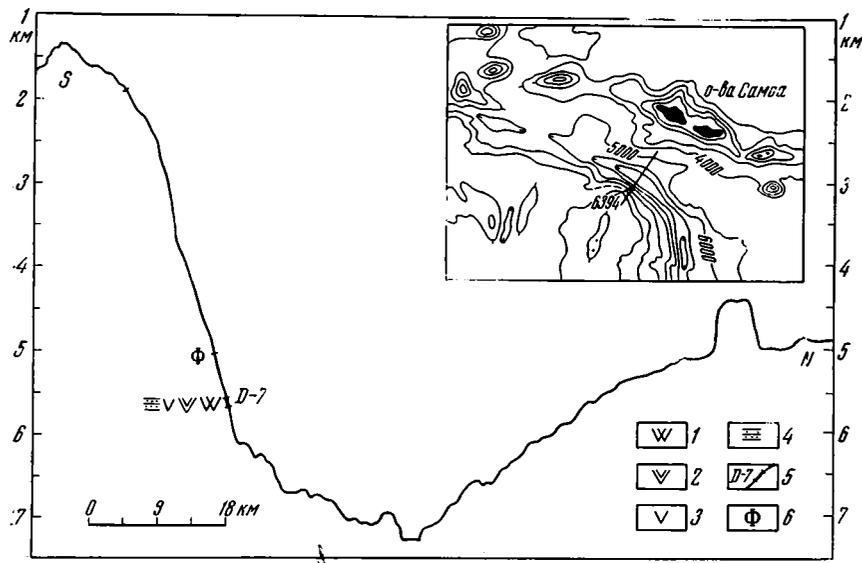


Рис. 5. Батиметрическая схема и золотный профиль поперек северного окончания желоба Тонга

1 — серпентинизированные перидотиты; 2 — зеленокаменные базальты, долериты, диабазы; 3 — базальт; 4 — осадочные породы; 5 — место драгировки; 6 — место подводного фотографирования

ющих животных. К сожалению, результаты сейсмопрофилирования, проведенного в районе Тонга, оказались не вполне удовлетворительными, и часть профилограмм по техническим причинам не удалось расшифровать.

Ранее проводившиеся драгировки в геосинклинальном желобе Тонга в основном осуществлялись вдоль западного его склона. Здесь с глубины 7000 м были подняты образцы цеолитизированных щелочных базальтов, базальтовых туфов, туфоагломератов, зеленокаменноизмененного габбро (Петелин, 1964).

На глубине 9100—9400 м (20°25' ю. ш., 173°16' з. д.) американскими исследователями были обнаружены обломки свежих и гранулированных серпентинизированных перидотитов и дунитов, а на глубине 7000 м — базальты, туфы и туфогенные агломераты (Fischer, Engel, 1969).

В 48-м рейсе «Витязя» с глубины 5700 м на западном склоне (станция 6290, 19°19' ю. ш., 173°09' з. д.) из каменистой осыпи дночерпателем были подняты угловатые и слегка окатанные обломки андезитов, базальтов, вулканогенно-осадочных пород (Авдейко и др., 1972).

В 49-м рейсе «Витязя» драгировки проводились на южном склоне в северной оконечности желоба-разлома Тонга. Здесь с глубины 5600—5700 м драгой 7 (станция 6394, 14°58'2 ю. ш., 173°05'3 з. д.) были подняты одна крупная глыба (32×28×20 см) серпентинизированного пери-

дотита и несколько более мелких (от 8 до 1,5 см) слабо окатанных обломков перидотитов, базальтов, габбро, долеритов, диабазов и осадочных пород.

Поверхности образцов, как правило, чистые и лишь на некоторых наблюдаются тончайшие марганцевые налеты.

Глыба представляет собой тектонический блок серпентинизированного перидотита, имеющий закругленные грани и со всех сторон покрытый зеркалами скольжения. Еще 32 обломка по составу также относятся к ультраосновным породам. Подавляющая часть ультрабазитов представлена серпентинитами, в которых не сохранились даже реликты первичных материалов, за исключением шпинели. Однако присутствие пластинчатых выделений бастита, обычно развивающегося по пироксенам, позволяет предполагать, что первичными ультраосновными породами были шпинелевые перидотиты. В значительно меньшем количестве присутствуют породы, в которых на 60—70% сохранились первичные минералы. Оливин в таких случаях представлен слабжелезистым форстеритом, замещенным с периферии и по трещинам поперечно-волокнистыми прожилками лизардита. Пироксен представлен энстатитом, он также серпентинизирован, но в меньшей степени, чем оливин.

Кроме ультрабазитов, драга 7 принесла около десятка обломков пироксен-плагноклазовых базальтов, среди которых по структурно-текстурным особенностям можно выделить три разновидности: порфиrowые, афировые и сильнопористые гиалобазальты.

Помимо базальтов среди образцов обнаружено 16 обломков зеленокаменноизмененных базальтов, долеритов и диабазов с прожилками и пустотами, выполненными кальцитом и цеолитом.

Один маленький образец состоит из изометричных агрегатов сосюрита, интерстиции между которыми выполнены агрегатом актинолита и хлорита. Эта порода, вероятно, образовалась при зеленокаменном изменении габбро.

Драга 7 принесла также 12 мелких окатанных галек литифицированных глинистых агломератов, состоящих из обломков серпентинитов, сцементированных вязким известковым цементом.

Данные по рельефу дна свидетельствуют о том, что морфология каждого из желобов-разломов своеобразна. Это связано, по-видимому, с их структурным положением. Желоб Муссау образует непрерывную линейную внутриокеаническую структуру почти меридионального простирания. Желоб Витязя разбит на ряд эшелонированных депрессий и представляет граничную структуру, разделяющую поднятое Фиджийское плато и погруженную Меланезийскую котловину. Северная оконечность желоба Тонга также является граничной структурой, имеет то же простирание, что и желоб Витязя, и оба они относятся, видимо, к зоне трансформного разлома, вдоль которого происходит смещение тихоокеанской литосферной плиты.

Несмотря на существенные различия в крупных чертах строения геосинклинальных желобов и желобов-разломов, характер микрорельефа на их склонах, как показали подводные фотографии, очень схож. Это и понятно, поскольку микрорельеф, по всей вероятности, определяется в первую очередь углами наклона дна и темпом осадконакопления, которые в обоих типах желобов юго-западной части Тихого океана примерно равнозначны.

Судя по фотографии дна, коренные породы в желобах обнажаются лишь на наиболее крутых уступах склонов и на небольших по площади участках. Почти вся поверхность склонов желобов покрыта осадками и осыпями каменного материала. Наиболее равномерный и, по-видимому, мощный слой осадков наблюдается в верхних частях склонов желобов, выше критической для карбонатного материала глубины, а также в депрессиях-ловушках на склонах, ступенях и на самом дне желобов.

Почти повсеместно на склонах желобов фотографии показывают наличие придонных течений той или иной силы — это и промытые обнажения пород, и промоины около обломков, и гряды, и знаки ряби, и, наконец, вытянутые в направлении течения аккумулятивные шлейфы.

Обращает на себя внимание обилие следов роющих животных на склонах желобов. Однако следы фауны довольно однообразны.

Данные сейсмического профилирования показывают, что для исследованного типа желобов является характерным выклинивание чехла «прозрачных» (неуплотненных) осадков от бровки склона до глубины 4000—4500 м. Эти осадки залегают на неровной поверхности фундамента и во всех случаях их мощности на склонах с океанической стороны меньше, чем со стороны островов (100—300 м по сравнению с 400—500 м). Кроме того, сейсмические профили указывают на слоистость и деформированность осадочных толщ как на дне желобов, так и на их склонах. По всей вероятности, деформации осадочных слоев связаны с тектоническими движениями и с явлениями сползания осадков.

Мощности рыхлых осадков на дне желобов достигают 400—800 м, причем разрез их в желобе Витязя распадается на две толщи, нижняя из которых деформирована и перекрыта спокойно залегающими отложениями верхней толщи (рис. 4). На основании этого можно предполагать, что на определенной стадии развития желоба Витязя происходили тектонические дислокации, сменившиеся затем периодом относительного покоя.

Результаты драгировок, проведенных на склонах желобов Муссау, Витязь и северной оконечности желоба Тонга, показали, что залегающие под покровом осадков горизонты коры юго-западной части Тихого океана сложены в основном комплексом зеленокаменноизмененных вулканогенных и интрузивных пород основного состава и серпентинизированными перидотитами. Первый комплекс пород характерен для всех трех желобов, тогда как ультрабазиты к настоящему времени обнаружены лишь в желобе Тонга. С одной стороны, это может быть связано с тем, что в желобе Тонга разрез океанической коры вскрывается на большую глубину, чем в менее глубоких желобах Муссау и Витязь. С другой стороны, можно предполагать, что тектонические движения, приведшие к образованию Самоанского сегмента желоба Тонга, были весьма интенсивны и могли обусловить тектоническое «выжимание» пластичных серпентинитовых масс из глубины в верхние горизонты коры.

В аномальном магнитном поле над глубокоководными желобами Витязя и Самоанским сегментом желоба Тонга развиты интенсивные региональные аномалии. Над меридиональным сегментом желоба Тонга магнитное поле безаномально. Решение обратной задачи магниторазведки, выполненное методами подбора и особых точек, показало, что для удовлетворительного объяснения крупных аномалий достаточно предположить, что в осевой зоне желобов Витязя и субширотном сегменте Тонга залегают блок пород, характеризующийся избыточной эффективной намагниченностью. В меридиональном сегменте желоба Тонга этот блок расположен в нижней трети островного склона желоба. Расчеты, сделанные по магнитным аномалиям, хорошо согласуются с данными о геологическом строении желобов. Действительно, породы, характеризующиеся более высокой величиной намагниченности (серпентинизированные ультраосновные породы, габбро, базальты) занимают нижнюю часть геантиклиналей островных дуг.

Полученные данные о составе коренных пород юго-западной окраины Тихого океана в целом соответствуют той схеме строения океанической коры, которая устанавливается на основании изучения срединных океанических хребтов (Дмитриев и др., 1972). Вместе с тем необходимо отметить, что в отличие от областей срединных хребтов в исследованном районе практически отсутствуют неизменные породы основного

состава. Все поднятые нами разновидности этих пород несут признаки воздействия процессов выветривания и метаморфизма низких ступеней. Учитывая результаты предыдущих исследователей, можно полагать, что это является характерной особенностью пород данного региона и, может быть, окраинных частей океана в целом. В таком случае следует сделать вывод, что породы океанической коры, формирующейся в осевой зоне срединных океанических хребтов, испытывают существенные минералогические и геохимические преобразования по мере латерального смещения от оси хребтов к периферии океана.

#### Литература

- Авдейко Г. П., Безруков П. Л.* и др. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
- Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического толкования. М., «Наука», 1966.
- Балакина Л. Н.* Очаги землетрясений и поле напряжений в земной коре и верхней мантии окраинной зоны Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, т. 9. Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974.
- Богданов Н. А.* Талассогесинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б., Шараськин А. Я.* Рифтовые зоны океанов и формирование коры океанического типа.— В сб.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
- Петелин В. П.* Геология дна океанов и морей. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов, Проблема 16. «Наука», М., 1964.
- Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В.* Эволюция океанической литосферы и геолого-геофизические исследования западной части Тихого океана.— Вестн. АН СССР, 1971, № 11.
- Ушаков С. А.* Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 1.
- Хесс Г. Г.* Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В сб.: Островные дуги. Изд-во иностр. лит., М., 1952.
- Fisher R. L., and Engel C. G.* Ultramafic and Basaltic Rocks Dredged from the Nearshore Flank of the Tonga.
- Heezen B., Hollister C.* The Face of the Deep. London, 1971. Trench.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, No. 7.
- Isacks B., Sykes L., Olivers I.* Focal mechanisms of deep and shallow earthquake in the Tonga-Kermadec region.— Bull. Geol. Soc. America, v. 80, No. 8, 1969.

Институт океанологии  
АН СССР  
Институт геохимии и аналитической химии  
АН СССР

Статья поступила  
22 марта 1973 г.

УДК 551.242.3(237.1)

Дж. У. Х. МОНГЕР, Дж. Г. САУТЕР, Х. ГАБРИЕЛС

**ЭВОЛЮЦИЯ КАНАДСКИХ КОРДИЛЬЕР В СВЕТЕ  
ТЕКТониКИ ПЛИТ<sup>1</sup>**

Рассмотрена структурно-фациальная зональность Канадских Кордильер. Выделено пять крупных зон, каждая из которых характеризуется специфичным разрезом, позволяющим рассматривать некоторые из них как аналоги частей древних океанов и островных дуг. Описана история развития этой части Кордильер с позиций гипотезы «тектоники плит».

**ВВЕДЕНИЕ**

Впервые эта статья была опубликована в 1972 г. в летнем выпуске «American Journal of Science». Л. И. Красный и В. Е. Хаин предложили опубликовать ее на русском языке по следующим причинам. Во-первых, она содержит краткий обзор геологии Канадских Кордильер с соответствующим подбором библиографии; во-вторых, в этой статье, так же как в нескольких небольших работах (Wilson, 1968; Dapper, 1970; Souther, 1970<sub>1</sub>) и в одной более детальной (Dercourt, 1970) в отличие от работ по геологии Кордильер, основанных на теории геосинклиналей (White, 1959; Roddick et al., 1967; Douglas et al., 1970), интерпретация геологического строения Канадских Кордильер выполнена с позиций современной теории тектоники плит. И последняя, самая главная причина состоит в том, что если данная интерпретация в какой-то степени отражает действительное развитие Канадских Кордильер, она может быть приложена и к развитию восточных районов СССР, входящих в Тихоокеанский орогенический пояс.

Для нашей интерпретации эволюции Канадских Кордильер мы приняли теорию плит на современном уровне ее развития (Dewey and Bird, 1970; Dickinson, 1971). Значительное количество данных о Канадских Кордильерах было получено при картировании в масштабе 1 : 250 000, но они имеют в общем слишком предварительный характер, для того чтобы использовать их как серьезный аргумент при обсуждении основных положений тектоники плит. Принятый метод анализа состоит в интерпретации литологических ассоциаций применительно к структурам, наблюдающимся в современную эпоху, таким, как островные дуги, формации континентального подножья (continental rise) — склона — шельфа — океанической корой. Эти представления в дальнейшем синтезированы на основе теории плит таким образом, чтобы интерпретировать эволюцию Канадский Кордильер.

Вслед за первыми предположениями Гиллули (Gilluly, 1965, стр. 29) Гамильтон (Hamilton, 1969<sub>1</sub>) и Бёрчфил и Дэвис (Burchfiel and Davis, 1972) применили подход, использованный в этой статье, при интерпретации Кордильер Соединенных Штатов. Однако отличия Канадских Кордильер от сегмента, лежащего к югу от 47° с. ш., достаточно велики для того, чтобы рассматривать их отдельно. Канадские Кордильеры

---

Перевод с английского М. А. Заварицкой.

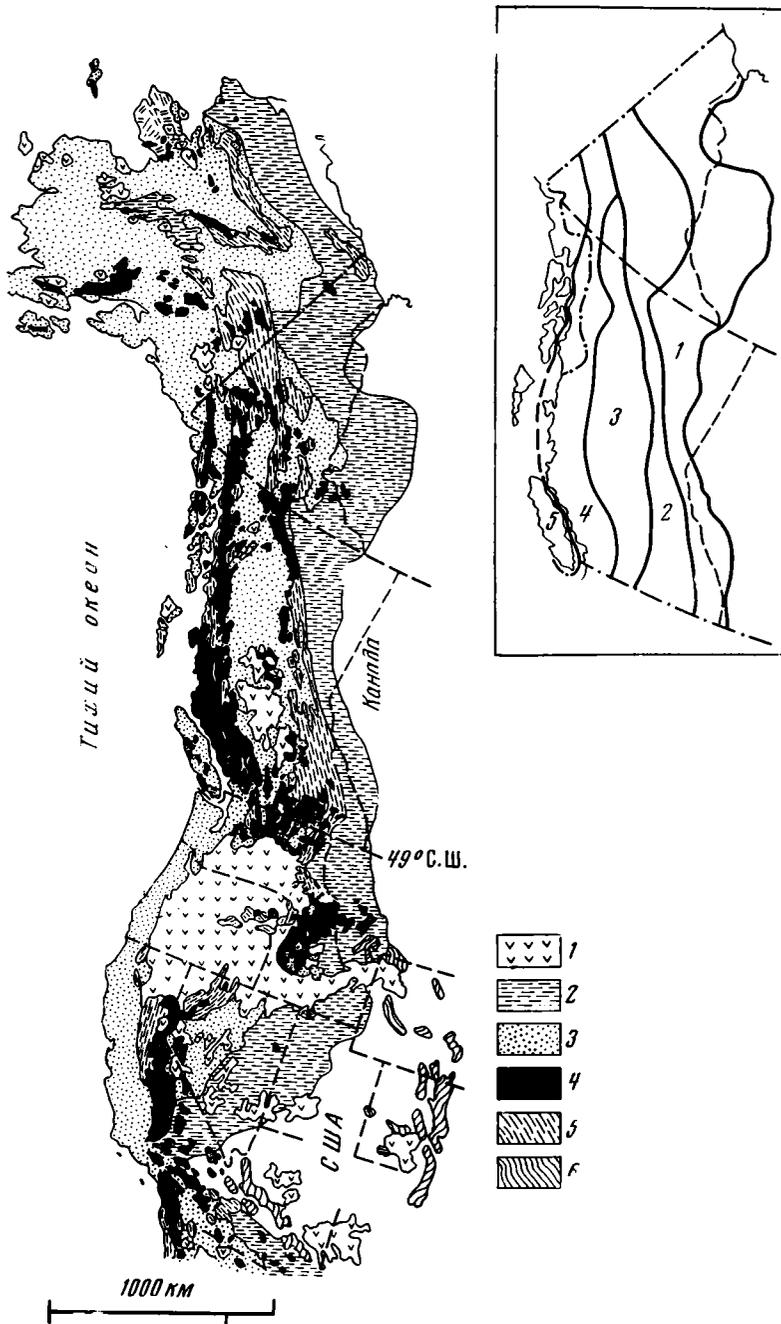


Рис. 1. Схематическая карта Северо-Американских Кордильер (по King, 1969), иллюстрирующая различия Кордильер Канады и США. На карте-врезке показано размещение поясов Канадских Кордильер: 1) пояс Скалистых гор, 2) кристаллический пояс Оминека, 3) Межгорный пояс, 4) Береговой плутонический комплекс, 5) Островной пояс.

Условные обозначения: 1 — кайнозойские вулканиты, 2 — «многоэпиклиналильные отложения», 3 — «эвгеосинклиналильные отложения», 4 — граниты (преимущественно мезозойские), 5 — метаморфические породы (преимущественно мезозойский метаморфизм), 6 — докембрийские граниты и гнейсы

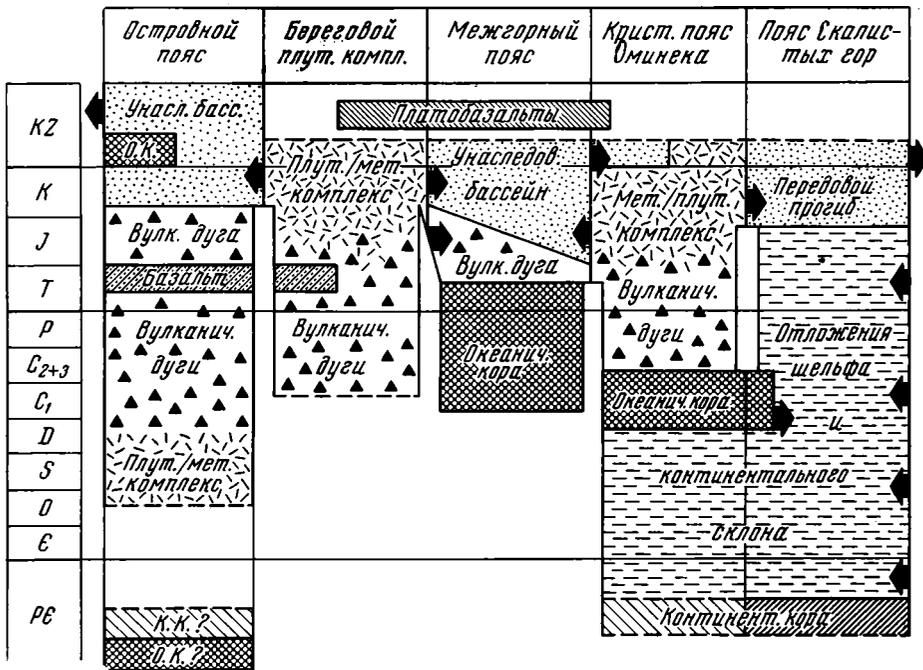


Рис. 2. Распределение литологических ассоциаций во времени и пространстве в пределах различных поясов Канадских Кордильер. Промежутки между вертикальными колонками показывают отсутствие данных о связи между поясами. Такие связи обосновываются переносом материала с одного пояса в другой, что показано стрелками, указывающими направление движения обломков, или общностью стратиграфических комплексов двух смежных поясов

между 50 и 60° с. ш. состоят из пяти поясов, отчетливо выделяющихся по физико-географическим и геологическим признакам (рис. 1). С востока на запад прослеживаются: 1) осадочные, «миогэосинклинальные» толщи пояса Скалистых гор, 2) метаморфические породы и гранитоиды кристаллического пояса Оминика, 3) преимущественно неметаморфизованные и слабометаморфизованные осадочные и вулканические «эвгэосинклинальные» и «эпизэосинклинальные» толщи Межгорного пояса, 4) преимущественно гранитоиды плутонического комплекса Берегового хребта и 5) в основном неметаморфизованные и слабометаморфизованные осадочные и вулканические «эвгэосинклинальные» толщи Островного пояса. Эти зоны (к югу от 60° с. ш.) в общем прямолинейны и резко отличаются от сложного зигзагообразного плана структур, расположенных южнее — в Соединенных Штатах (Wise, 1963). В Канаде нет структур, подобных Скалистым горам Колорадо или плато Колорадо. Канадские Скалистые горы похожи на пояс надвигов, тянущийся на юг — юго-запад через штаты Вайоминг и Айдахо (Armstrong and Oriel, 1965) в штат Невада (Burchfiel and Davis, 1972). Кристаллический пояс Оминика, вероятно, во многих отношениях сходен с областью развития гранитов и метаморфических пород Сьерры-Невады — батолита Айдахо, а Межгорный пояс — с некоторыми районами Кордильер Соединенных Штатов к западу от Сьерры-Невады. Южнее 47° с. ш., кажется, нет непосредственных аналогов Берегового плутонического комплекса и Островного пояса.

Распределение во времени и пространстве различных литологических ассоциаций, интерпретируемых как комплексы островных дуг, представлено на рис. 2. На нем отчетливо видны: 1) различная история разных поясов, 2) наличие океанической коры в Межгорном поясе, из чего вы-

текает, что все домезозойские образования Канадских Кордильер к западу от кристаллического пояса Оминька, возможно, аллохтонны, и 3) возможные связи между различными поясами. Эти связи проявляются в наличии общих стратиграфических подразделений в смежных поясах, или обломочных пород, источником которых служили породы смежных поясов. Раньше молчаливо подразумевалось, что географическое положение этих поясов оставалось неизменным. Современные представления о горизонтальной подвижности земной коры делают это положение несостоятельным. Данные по Канадским Кордильерам свидетельствуют только о том, что их современные очертания, включая разделение на пять поясов, оформились в позднем мезозое.

Данные, на которых основаны карты распределения литологических комплексов, сведены в работе Дугласа и др. (Douglas et al., 1970), к которой мы и рекомендуем обратиться за более точными сведениями. Карты распределения комплексов очень упрощены, так как они предназначены лишь для того, чтобы дать общее представление. Например, многие детали исчезли при объединении карт Дугласа в одну карту для «раннего палеозоя».

### РАЗВИТИЕ В ПРОТЕРОЗОЕ И В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Протерозойские<sup>1</sup> и нижнепалеозойские (включая девонские) преимущественно осадочные образования выходят на поверхность почти исключительно в Скалистых горах и в кристаллическом поясе Оминька (рис. 3, А, В). Эти породы либо залегают на кристаллическом фундаменте, либо их можно увязать с Северо-Американским кратоном по почти непрерывному продолжению стратиграфических комплексов. В общем, направления изопахит в этих отложениях совпадают с северо—северо-западным простиранием структур в подстилающем их кристаллическом фундаменте.

Фундамент, с возрастом более 1600 млн. лет (Burwash et al., 1964), прослеживается на запад под поясом Скалистых гор до Рва Скалистых гор, который ограничивает его на западе, но, возможно, протягивается еще по меньшей мере на 80 км на запад под кристаллический пояс Оминька. Росс (Ross, 1970, стр. 61) полагает, что ядра гнейсовых куполов в метаморфической зоне Шусвоп представляют собой породы активизированного фундамента, хотя, по мнению Ризора (Reesor, 1970, стр. 85), это — метаморфизованные верхнедокембрийские и более молодые отложения. Кэмпбелл (Campbell, 1970, стр. 33) отмечает, что гранитогнейсы оз. Квенел (у северной окраины зоны Шусвоп), возможно, являются кристаллическим фундаментом. Интерпретация имеющихся геофизических данных (Berry et al., 1971) подтверждает мнение Ризора. К северу от 50° с. ш. кристаллический фундамент, по-видимому, заканчивается под Рвом Скалистых гор, но южнее этой параллели он, возможно, продолжается западнее Рва под горами Перселл, как это предполагают Бэлли, Горди и Стюарт (Bally, Gordy, Stewart, 1966). Западнее кристаллического пояса Оминька единственное доказательство наличия докембрийского фундамента было получено непосредственно к югу от государственной границы в Каскадных горах, где Мэттинсон (Mattinson, 1970, стр. 116) установил по цирконам в реактивизированных гнейсах возраст 1600—2000 млн. лет. Миш (Mish, 1966, стр. 106) предполагал, что мафические породы в этом гнейсовом комплексе представляют собой остатки первичной океанической коры, превратившейся впоследствии в континентальную кору. Поэтому, возможно, что западная граница распространения древних кристаллических пород, которые, несомненно, являются частью Северо-Американского кратона, проходит либо близ

<sup>1</sup> Средний протерозой здесь выделяется в рамках 1600—800 млн. лет (прим. ред.).

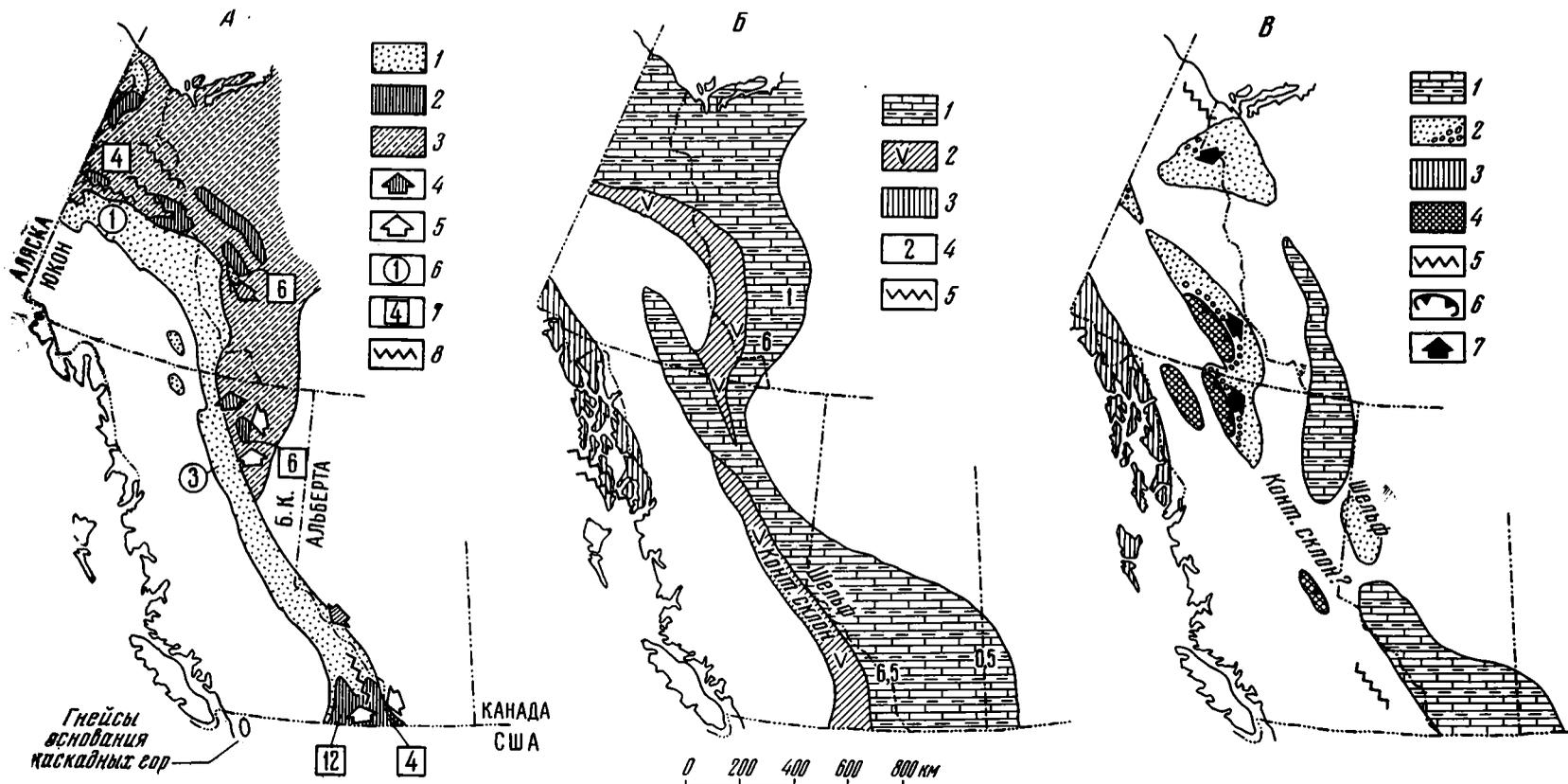


Рис. 3. Карты распределения протерозоя (А), кембрия до среднего девона (Б) и верхнего девона до нижнего миссисипия (В) в Канадских Кордильерах. Карты генерализованы по Дугласу и др. (Douglas et al., 1970).

А — протерозой: 1 — серия Уиндермир, 2 — пояс Перселл, 3 — предполагаемое погребенное продолжение пояса Перселл, 4 — направление перемещения осадков Уиндермир, 5 — направление перемещения осадков пояса Перселл, 6 — мощность отложений серии Уиндермир в тысячах метров, 7 — мощность в тысячах метров отложений пояса Перселл, 8 — деформация и (или) метаморфизм.

Б — кембрий — средний девон: 1 — преимущественно карбонаты и глинистые сланцы, в нижнем кембрии — большое количество песчаников, 2 — преимущественно глинистые сланцы с подчиненными вулканитами, 3 — песчаники, глинистые сланцы, вулканиты, известняки, 4 — мощность в тысячах метров, 5 — метаморфизм, деформация и местные интрузии гранитов в ордовике и силуре.

В — верхний девон — ранний миссисипий: 1 — преимущественно карбонаты и глинистые сланцы, 2 — песчаники и местами конгломераты, 3 — песчаники, глинистые сланцы, известняки и вулканиты, 4 — базальты, кремни, ультраосновные породы, 5 — деформация и (или) метаморфизм, 6 — возможные надвиги, 7 — направление перемещения осадков

Рва Скалистых гор, либо немного западнее — под кристаллическим поясом Оминка.

Протерозой представлен двумя крупными, отличающимися друг от друга осадочными сериями, которые встречаются на всем протяжении Кордильер (рис. 3, А). Эти отложения отвечают или коррелируются с серией Перселл (или Белт) и вышележащей серией Уиндермир на юго-востоке Британской Колумбии и в соседней Альберте (Gabrielse, 1972).

Породы серии Перселл (возраст около 1400—900 млн. лет) являются, возможно, крупной по объему осадочной серией Кордильер, хотя выходы их ограничены южной частью Скалистых гор и соседних гор Перселл, северной частью Скалистых гор и центральной частью гор Маккензи. Общая мощность отложений на востоке менее 3000 м, а на западе превышает 9000 м.

Отложения Перселл представлены главным образом аргиллитами, алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, карбонатными породами и иногда, сравнительно редко, базальтовыми покровами и, вероятно, связанными с ними дайками и силлами габбро. На востоке толща характеризуется мелководными и литоральными фациями с трещинами и брекчиями усыхания и строматолитами. На западе аналоги этой толщи часто представлены турбидитами преимущественно глубоководного происхождения (Price, 1965; Bell, 1968). В то же время на западе нижняя, самая мощная часть разреза сложена преимущественно турбидитами. Эти отложения вверх постепенно переходят в мелководные строматолитовые и богатые карбонатами осадки (Bishop, Morris, Edmunds, 1970). Вообще разрез серии Перселл можно рассматривать как ассоциацию континентального шельфа — склона — подножья, обрамляющую западный край древнего Северо-Американского кратона. Этот край, возможно, имел сложную конфигурацию с входящими углами, подобными предполагаемым в бассейне Белт США (Harrison and Peterman, 1971).

Накопление серии Перселл завершилось деформацией, метаморфизмом низкой ступени и поднятием, известными в юго-восточной части Британской Колумбии как Восточно-Кутенейская орогения (White, 1959), а в горах Маккензи — как Рекланская орогения (Gabrielse, 1967). Возраст этих «орогений» точно не известен, и их корреляция предположительна.

Породы серии Уиндермир позднепротерозойского возраста (800—600 млн. лет) в отличие от отложений серии Перселл выходят на поверхность на всем протяжении Кордильер в кристаллическом поясе Оминка и в Скалистых горах. К западу эти образования в общем становятся более мощными и тонкозернистыми, достигая максимальной мощности, превышающей 4500 м. Это преимущественно плохо отсортированные, часто грубообломочные породы (гравелиты), местами с тонкими до очень мощных прослоями диамиктитов<sup>1</sup>. Часто в верхней части разреза встречаются карбонатные породы, а в некоторых местах — базальты. Значительная часть нижних горизонтов разреза серии Уиндермир характеризуется сравнительно глубоководными условиями отложения с периодическим приносом грубозернистого материала мутьевыми потоками. Довольно широко распространенные в верхней части разреза карбонатные отложения свидетельствуют о мелководных условиях, которые возникали тогда, когда поверхность осадков достигала нижнего уровня действия волн. Область максимальной мощности отложений серии Уиндермир располагалась в основном к западу от области максимального накопления осадков серии Перселл, что позволяет предположить, что эти осадочные породы надстраивали западный край континента.

---

<sup>1</sup> Так теперь в англо-американской литературе часто называют породы типа древних тиллитов или тиллоидов (прим. ред.).

Отложения кембрия — среднего девона развиты главным образом в Скалистых горах и в кристаллическом поясе Оминька (рис. 3, Б). Ордовик, силур и девон встречаются в юго-восточной Аляске, а девон — в горах Св. Ильи на юго-западе Юкона. Кроме того, небольшие поля распространения девонских пород встречаются в Северных Каскадных горах и непосредственно к западу от них, южнее 49° с. ш. Домиссисипские отложения совсем неизвестны в Межгорном и в Береговом кристаллических поясах.

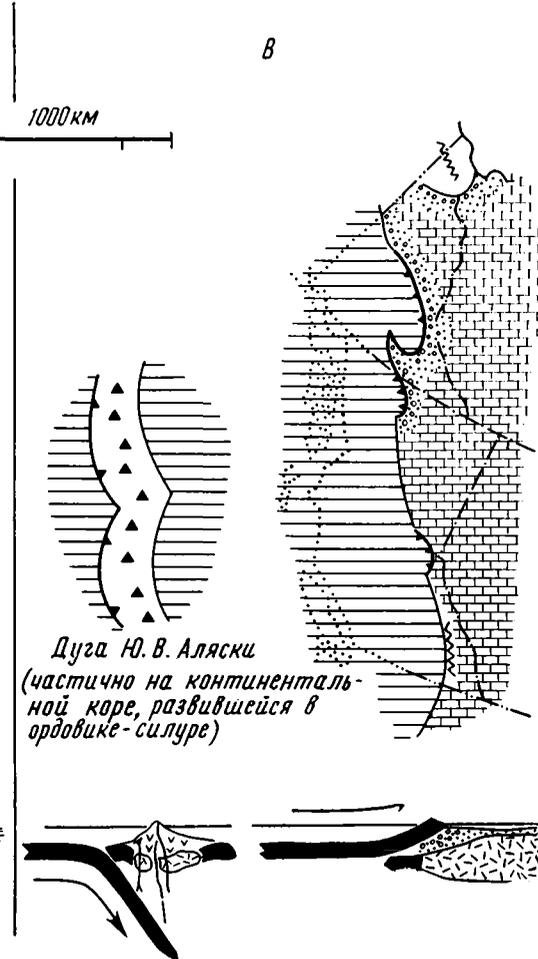
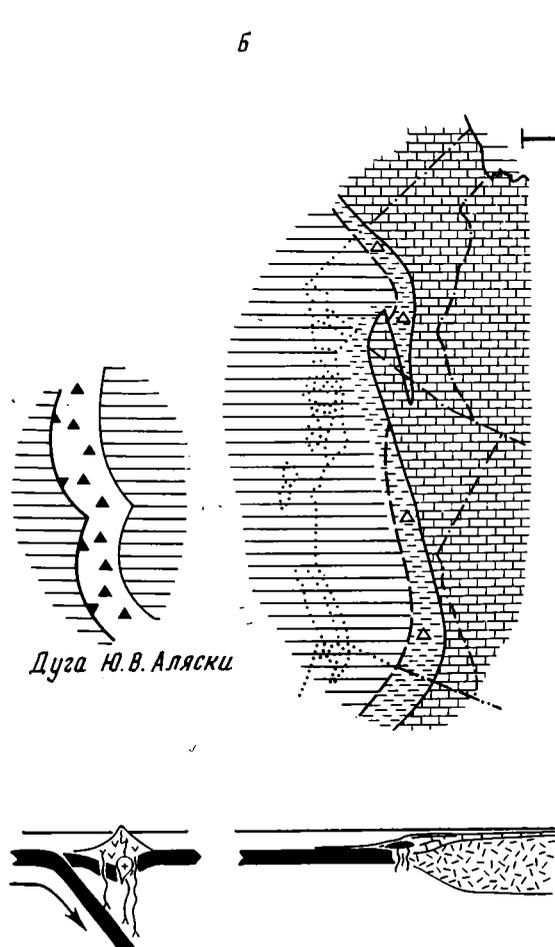
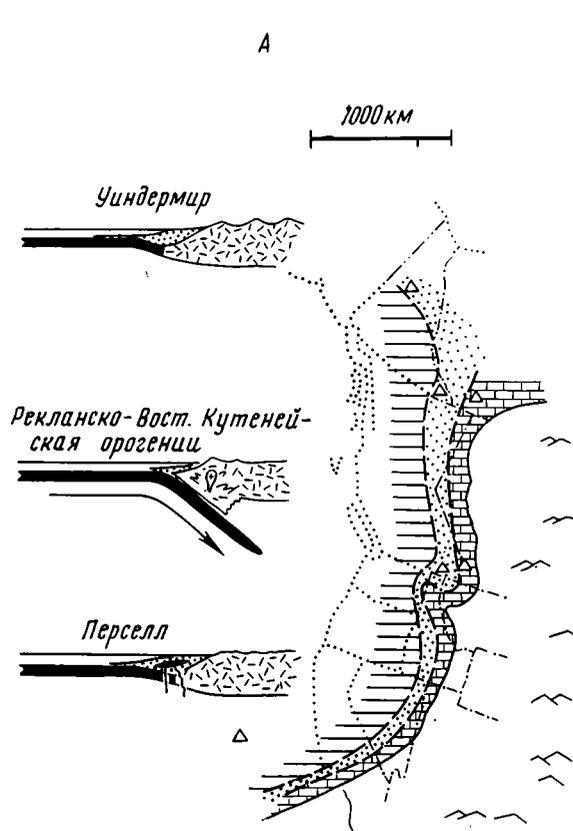
В восточной части Кордильер нижнепалеозойские отложения, по крайней мере местами, залегают согласно на породах серии Уиндермир, но они, как правило, более тонкозернисты и лучше отсортированы, чем подстилающие породы. За исключением мощных нижнекембрийских ортокварцитов, отложения содержат лишь небольшое количество грубообломочного материала, принесенного с кратона, и в основном представлены глинистыми сланцами и карбонатными породами. На западе нижнекембрийские — силурийские отложения местами содержат заметные количества основных вулканитов. Между различными обстановками, отвечающими шельфу и более глубоким бассейнам, намечаются четкие фациальные границы, которые в основном совпадают с простирающими Кордильер. Эти отложения имеют большую мощность у восточного края деформированного пояса, но далее к востоку, в сторону кратона их мощность значительно уменьшается. Например, на юге Британской Колумбии общая мощность отложений кембрия — среднего девона составляет около 7000 м, а на востоке — не достигает и одной десятой этой величины. На севере Британской Колумбии мощности составляют соответственно 5000 и 500 м.

Отклонением от сравнительно простого структурного плана является «платформа» Кассиар в северной части кристаллического пояса Оминька; она образует нечто вроде языка карбонатных пород к западу от глинисто-сланцевых фаций (см. рис. 3, Б). Фации здесь имеют мелководный характер в отличие от более глубоководных сланцевых фаций на северо-востоке. «Платформа» Кассиар расположена к западу от рвов Тинтина и Северных Скалистых гор, вдоль которых, по-видимому, происходило правобоковое горизонтальное сдвиговое смещение в мезозое. «Платформа», возможно, смещена по этим сдвигам. По другому предположению, эта «платформа» представляет собой сиалический блок, оторвавшийся от Северо-Американского кратона во время начального рифтообразования, но оставшийся вблизи кратона.

Породы от ордовикских до девонских в западной части Кордильер встречаются только в Островном поясе. Для них характерно присутствие заметного количества вулканитов. Возле Северных Каскадных гор встречаются среднедевонские тонкозернистые обломочные карбонатные породы и основные вулканиты (Dapper, 1960). В юго-восточной Аляске ордовикские и силурийские комплексы включают глинистые сланцы, граувакки и связанные с ними андезиты; для позднего силура и девона характерны эти же породы со значительным количеством карбонатных отложений (Brew, Loney, Muffler, 1966). В этом районе отчетливо проявилась ранне-среднепалеозойская «орогения», выразившаяся в появлении ордовикских гранитоидов и метаморфизме силурийских гранитоидов и девонских конгломератов с гранитной галькой (Lanphere, MacKevett, Stern, 1964; Berg, 1970; Brew, Loney, Muffler, 1966). Кроме того, в юго-западном Юконе встречаются карбонаты с прослоями аргиллитов (Wheeler, 1963; Muller, 1967).

Протерозойские и нижнепалеозойские породы Восточных Кордильер можно вполне обоснованно рассматривать как ассоциации континентального шельфа — склона — подножья, слагающие миогеоклинальный<sup>1</sup>

<sup>1</sup> «Миогеоклиналь» — термин, предложенный Р. Дитцем и Дж. Холдсом вместо миогеосинклинали, чтобы подчеркнуть отсутствие второго борта.



- 1 2 3 4 5
- Legend symbols: 1 (thick black line), 2 (cross-hatched), 3 (wavy line), 4 (circle with question mark), 5 (triangle with 'a' and 'b')

клин и накопившиеся вдоль западной (сдвигающейся) окраины Северо-Американского кратона, по крайней мере частично, на континентальной коре (рис. 4, А, Б). Простираение этой окраины, которое почти перпендикулярно к ориентировке внутренней структуры кристаллического фундамента, определялось простираем осей спрединга или трансформного разлома, который расколол первоначально сплошную плиту континентальной коры. Континентальная масса на одной стороне (теперь восточной) рифта превратилась в Северо-Американский кратон, который стал источником осадков серии Перселл и продолжал поставлять осадки в течение всего уиндермирского времени и раннего палеозоя. Другая континентальная масса не оставила каких-либо отчетливых следов в последующем осадконакоплении на Северо-Американском континенте. Перерыв в этом простом развитии, вероятно, наступил в послеперселлское — доуиндермирское время. Рекланская и восточно-кутене́йская орогении могут отмечать инверсию в преобладающем направлении смещения края континента. Вулканические породы в Восточных Кордильерах играют сравнительно незначительную роль; в основном это базальты. Они, возможно, отражают только местное рифтообразование на фоне общего растяжения.

Породы Западных Кордильер, напротив, видимо, формировались главным образом в островных дугах, очевидно, над зонами субдукции неизвестной полярности. Согласно консервативной точке зрения, эти породы слагали островной компонент комплекса островная дуга — крайевой бассейн — подножье — склон — шельф и занимали в основном то же положение, что и сейчас. Это кажется очень маловероятным не только потому, что в Восточных Кордильерах нет непосредственного отражения ордовикско-силурийской орогении юго-восточной Аляски, но также и потому, что дальнейшая история не подтверждает этого. В позднепалеозойское время эти породы были отделены от Восточных Кордильер комплексом островная дуга — океаническая кора, что делает их отделение от Восточных Кордильер почти неизбежным. Джонс, Ирвин и Овеншайн (Jones, Irvin, Ovenshine, 1972) предположили, что юго-восточная Аляска представляет собой фрагмент того блока, который в настоящее время расположен в Калифорнии, отделенный от нее в результате правобочковых сдвигов в конце палеозойского или в начале мезозойского времени. Это предположение не противоречит тому, что известно о дальнейшей истории Канадских Кордильер.

#### РАЗВИТИЕ ОТ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ДО СРЕДНЕГО ТРИАСА

Граница между девонским и миссисипским периодами является первым этапом в истории Канадских Кордильер, для которого подтверждается существование суши к западу от кристаллического пояса Оминька. Таким доказательством служат обломочные отложения, принесенные с запада и перекрывающие породы, которые непрерывно связаны с Северо-Американским кратоном (см. рис. 2). Кроме того, после этого времени уже существовали все пять вышеупомянутых поясов, входящих в

Рис. 4. Интерпретация на основе теории плит протерозойских (А), кембрийских — среднедевонских (Б) и верхнедевонских — нижнекаменноугольных (В) образований Канадских Кордильер. Разрез восточного Кутеней — Реклана гипотетичен; возможно, что настоящая зона субдукции не развилась. Неизвестно также положение дуги юго-восточной Аляски относительно континента и полярность зоны субдукции юго-восточной Аляски.

А — протерозой (1600±? — 600 млн. лет); Б — кембрий (600 млн. лет) — средний девон (360 млн. лет); В — верхний девон (360 млн. лет) — ранний карбон (340 млн. лет); 1 — океаническая кора, 2 — континентальная кора, 3 — области, расположенные выше уровня моря, 4 — гранитные плутоны, 5 — а) местами основные вулканиты, б) вулканиты островных дуг

состав Кордильер, что подтверждается тем, что самые древние породы, известные в плутоническом комплексе Берегового хребта и в Межгорном поясе, имеют миссисипский возраст. Однако только верхнепалеозойские породы кристаллического пояса Оминека, пояса Скалистых гор, а также, возможно, Межгорного пояса можно более или менее уверенно увязывать с Северо-Американским кратоном, так как океанический облик пород Межгорного пояса позволяет предполагать, что все породы, расположенные западнее, имеют аллохтонное происхождение.

Предвестником этих изменений было отложение в Северных Кордильерах больших объемов осадочных пород, особенно конгломератов с галькой кремней, кремневых песчаников, граувакк и аргиллитов, материал которых поступал из района, расположенного западнее кристаллического пояса Оминека (см. рис. 3, В; Gabrielse, 1963, 1967; Douglas et al., 1970). По времени и стилю эти явления можно сравнить с антлерской орогенцией запада Соединенных Штатов (Roberts et al., 1958). Но на севере Канадских Кордильер наблюдается еще одна особенность: обломочные породы перекрыты мощной толщей верхнедевонских (?) и миссисипских базальтов, metabазальтов, ультраосновных пород, кремней и местами габбро, которые можно рассматривать как океаническую кору, подстилающую участок 160 км длиной и 30 км шириной в синклинии Мак Дейм (Gabrielse, 1963). Породы у нижнего контакта этой толщи сильно деформированы, причем неизвестно никаких подводящих каналов, которые пронизывали бы подстилающую толщу карбонатных пород и глинистых сланцев шельфового типа протерозойского—среднедевонского возраста. Такие же породы слагают группу Слайд Маунтин, расположенную в 650 км юго-восточнее.

Эти особенности можно интерпретировать как результат перестройки плит литосферы, возможно, вследствие замыкания прото-Атлантического океана на противоположной стороне Северо-Американского кратона — события, отмеченного акадской орогенцией Аппалачей (Bird, Dewey, 1970). Западная граница Северной Америки перестала быть границей внутри плиты и превратилась в край плиты, взаимодействующий с плитой, расположенной западнее (рис. 4, В). Сначала океаническая кора была поднята, подверглась эрозии и стала источником обломочного материала, который сносился на восток на окраину кратона. Затем океаническая кора была надвинута или оползла на осадочные породы подобно тому, как это происходило в Папуа (Davies, 1968). В других местах, например в юго-восточной части пояса Оминека, породы, обрамляющие кратон, в это время были деформированы и слабометаморфизованы (Wheeler, 1968), возможно, вследствие столкновения плит.

Данные о распределении миссисипских — среднетриасовых отложений указывают на то, что в Кордильерах к югу от 60° с. ш. существовало по крайней мере четыре пояса, причем каждый характеризовался определенными литологическими особенностями (рис. 5, А; Monger, Ross, 1971; Monger, 1972).

1. В Скалистых горах протягивается пояс карбонатных пород, переходящих на западе в преимущественно тонкозернистые обломочные породы, с некоторым количеством песчаников, состоящих из обломков пород кратона, и местами с пачками кремней.

2. Несколько менее четко намечается зона кристаллического пояса Оминека, для которой характерно местами изобилие пирокластических отложений, а местами кислые и, возможно, андезитовые вулканические породы, песчаники, сланцы и карбонатные породы миссисипского и пермского возрастов. В Северных Кордильерах эти образования иногда перекрывают верхнедевонские (?) и миссисипские базальты и ультраосновные породы, смятые в складки вместе с ними.

3. В Межгорном поясе, отделенном от вышеупомянутых образований сбросами Теслин и Пинчи (рис. 7, А), встречаются метаморфизованные

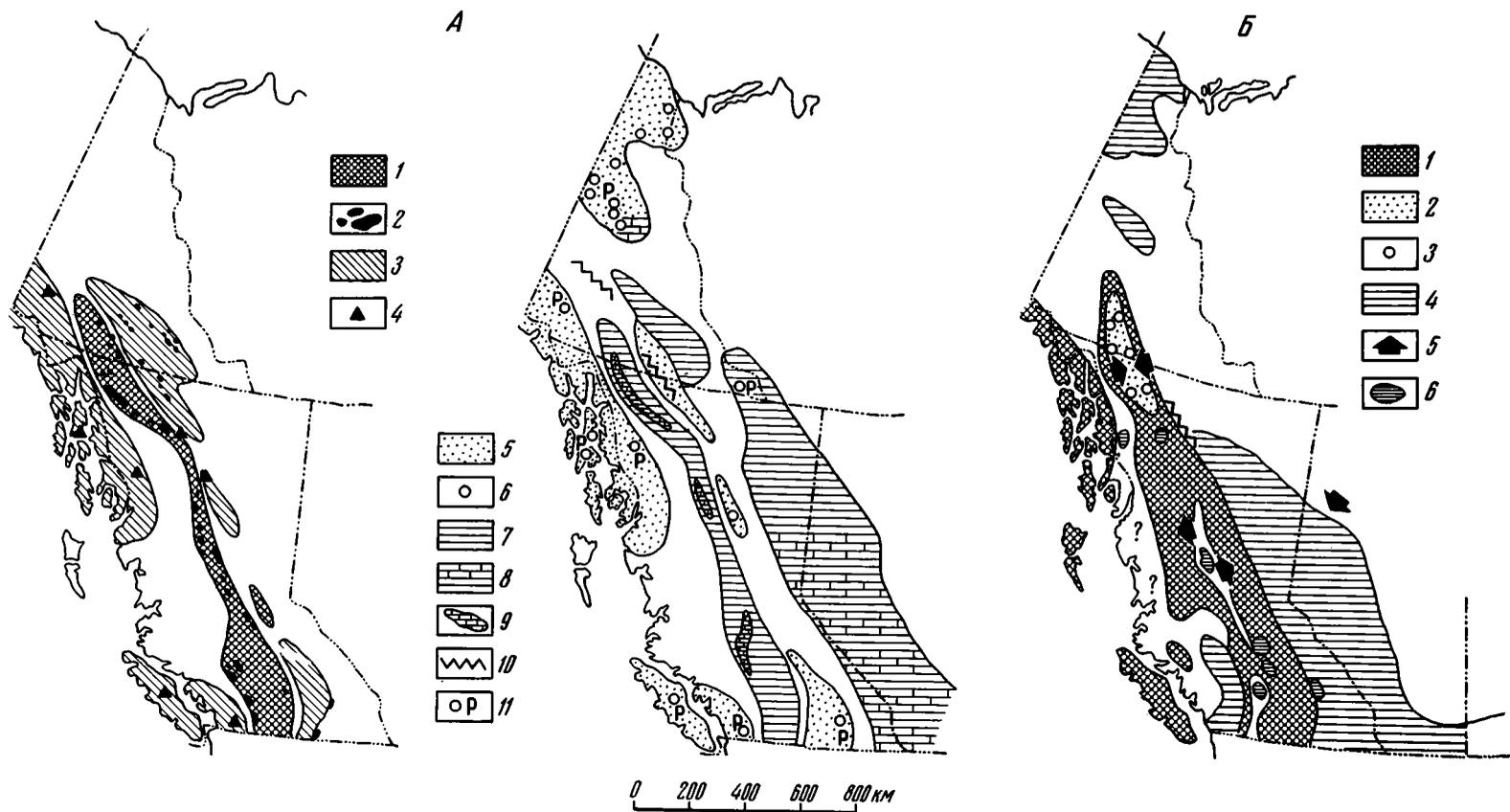


Рис. 5. Карты миссисипских до среднетриасовых (А) и верхнетриасовых среднеюрских пород (Б).

А — миссисипий — средний триас, изверженные породы: 1 — базальты, 2 — ультраосновные породы, 3 — вулканические породы смешанного состава, 4 — кислые вулканы; осадочные породы: 5 — песчаники, пелиты, местами известняки, 6 — конгломераты, 7 — кремни, пелиты, 8 — пелиты, кремни, карбонаты, 9 — рифогенные известняки Межгорного пояса, 10 — миссисипско-триасовая (?) деформация и метаморфизм, 11 — ископаемая наземная флора.

Б — верхний триас — средняя юра: 1 — вулканы и вулканические породы, 2 — песчаники, 3 — конгломераты, 4 — тонкозернистые кластические породы ± известняки, 5 — направление перемещения осадков, 6 — верхнетриасовые — нижнеюрские граниты

состав Кордильер, что подтверждается тем, что самые древние породы, известные в плутоническом комплексе Берегового хребта и в Межгорном поясе, имеют миссисипский возраст. Однако только верхнепалеозойские породы кристаллического пояса Оминека, пояса Скалистых гор, а также, возможно, Межгорного пояса можно более или менее уверенно увязывать с Северо-Американским кратоном, так как океанический облик пород Межгорного пояса позволяет предполагать, что все породы, расположенные западнее, имеют аллохтонное происхождение.

Предвестником этих изменений было отложение в Северных Кордильерах больших объемов осадочных пород, особенно конгломератов с галькой кремней, кремневых песчаников, граувакк и аргиллитов, материал которых поступал из района, расположенного западнее кристаллического пояса Оминека (см. рис. 3, В; Gabrielse, 1963, 1967; Douglas et al., 1970). По времени и стилю эти явления можно сравнить с антлерской орогенцией запада Соединенных Штатов (Roberts et al., 1958). Но на севере Канадских Кордильер наблюдается еще одна особенность: обломочные породы перекрыты мощной толщей верхнедевонских (?) и миссисипских базальтов, metabазальтов, ультраосновных пород, кремней и местами габбро, которые можно рассматривать как океаническую кору, подстилающую участок 160 км длиной и 30 км шириной в синклинии Мак Дейм (Gabrielse, 1963). Породы у нижнего контакта этой толщи сильно деформированы, причем неизвестно никаких подводящих каналов, которые пронизывали бы подстилающую толщу карбонатных пород и глинистых сланцев шельфового типа протерозойского—среднедевонского возраста. Такие же породы слагают группу Слайд Маунтин, расположенную в 650 км юго-восточнее.

Эти особенности можно интерпретировать как результат перестройки плит литосферы, возможно, вследствие замыкания прото-Атлантического океана на противоположной стороне Северо-Американского кратона — события, отмеченного акадской орогенцией Аппалачей (Bird, Dewey, 1970). Западная граница Северной Америки перестала быть границей внутри плиты и превратилась в край плиты, взаимодействующий с плитой, расположенной западнее (рис. 4, В). Сначала океаническая кора была поднята, подверглась эрозии и стала источником обломочного материала, который сносился на восток на окраину кратона. Затем океаническая кора была надвинута или оползла на осадочные породы подобно тому, как это происходило в Папуа (Davies, 1968). В других местах, например в юго-восточной части пояса Оминека, породы, обрамляющие кратон, в это время были деформированы и слабометаморфизованы (Wheeler, 1968), возможно, вследствие столкновения плит.

Данные о распределении миссисипских — среднетриасовых отложений указывают на то, что в Кордильерах к югу от 60° с. ш. существовало по крайней мере четыре пояса, причем каждый характеризовался определенными литологическими особенностями (рис. 5, А; Monger, Ross, 1971; Monger, 1972).

1. В Скалистых горах протягивается пояс карбонатных пород, переходящих на западе в преимущественно тонкозернистые обломочные породы, с некоторым количеством песчаников, состоящих из обломков пород кратона, и местами с пачками кремней.

2. Несколько менее четко намечается зона кристаллического пояса Оминека, для которой характерно местами изобилие пирокластических отложений, а местами кислые и, возможно, андезитовые вулканические породы, песчаники, сланцы и карбонатные породы миссисипского и пермского возрастов. В Северных Кордильерах эти образования иногда перекрывают верхнедевонские (?) и миссисипские базальты и ультраосновные породы, смятые в складки вместе с ними.

3. В Межгорном поясе, отделенном от вышеупомянутых образований сбросами Теслин и Пинчи (рис. 7, А), встречаются метаморфизованные

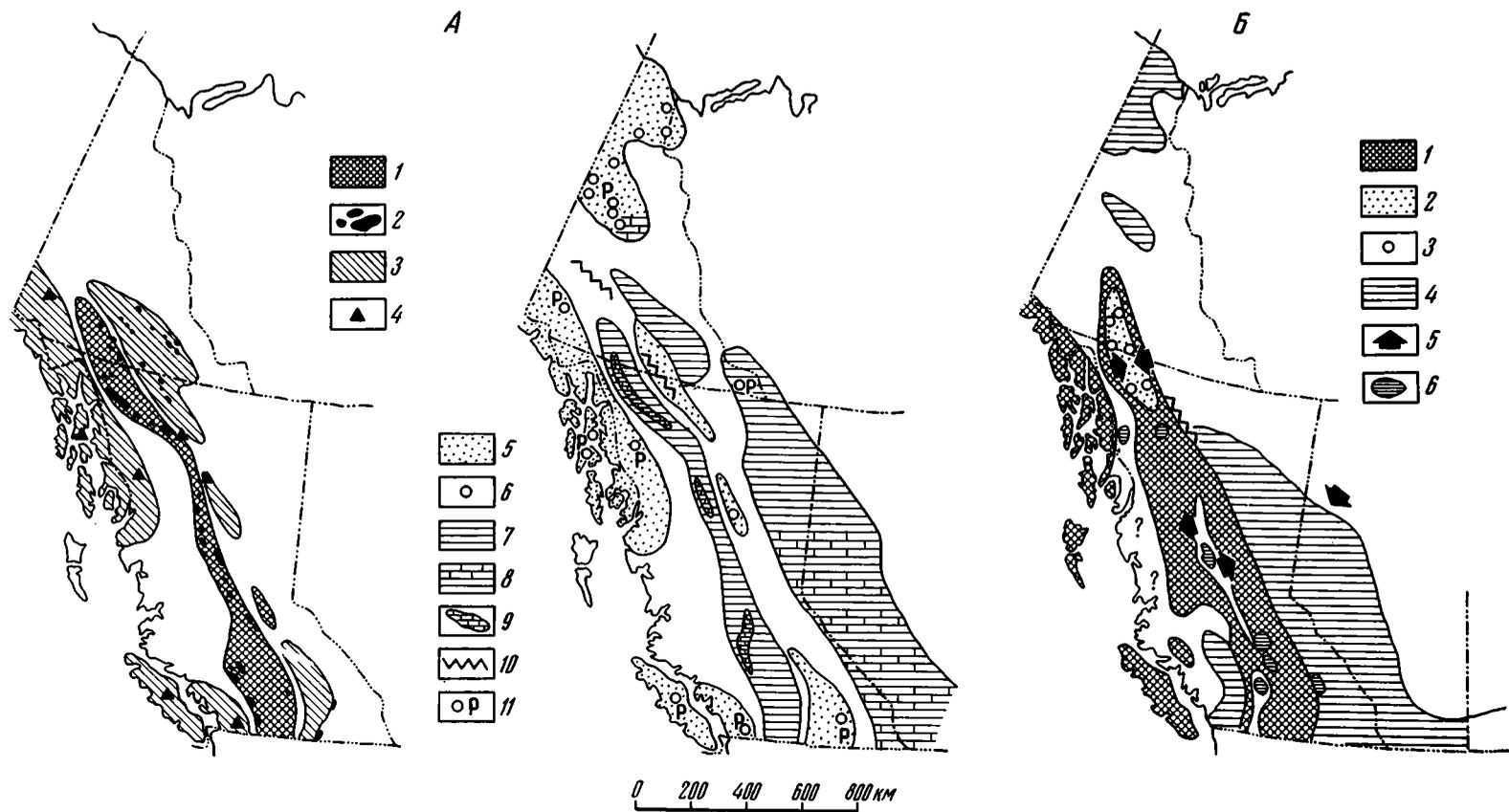


Рис. 5. Карты миссисипских до среднетриасовых (А) и верхнетриасовых среднеюрских пород (Б).

А — миссисипий — средний триас, изверженные породы: 1 — базальты, 2 — ультраосновные породы, 3 — вулканические породы смешанного состава, 4 — кислые вулканы; осадочные породы: 5 — песчаники, пелиты, местами известняки, 6 — конгломераты, 7 — кремни, пелиты, 8 — пелиты, кремни, карбонаты, 9 — рифогенные известняки Межгорного пояса, 10 — миссисипско-триасовая (?) деформация и метаморфизм, 11 — ископаемая наземная флора.

Б — верхний триас — средняя юра: 1 — вулканы и вулканокласты, 2 — песчаники, 3 — конгломераты, 4 — тонкозернистые кластические породы ± известняки, 5 — направление перемещения осадков, 6 — верхнетриасовые — нижнеюрские граниты

базальты, во многих случаях ассоциирующиеся с альпинотипными ультраосновными породами и габбро, ленточными кремнями и пелитами. Базальты — по меньшей мере двух возрастов: нижнемиссисипские — на севере и среднетриасовые — на юго-западе. Мощные линейно-вытянутые тела мелководных карбонатных пород багамского типа местами имеют возраст от верхнемиссисипского до верхнепермского в пределах одного тела.

4. В поясе Береговых хребтов и в Островном поясе встречаются базальты, андезиты, кислые вулканиты, песчаники, конгломераты, пелиты и карбонатные породы миссисипского, пенсильванского и пермского возрастов, а ультраосновные породы встречаются местами вдоль системы разломов Шэкуок — Денали (рис. 5, А, 7, А).

Эти различные комплексы можно считать: 1) комплексом шельфа — континентального склона в Скалистых горах, 2) островных дуг в Межгорном поясе, 3) океанической коры в Межгорном поясе и 4) островных дуг в Береговом плутоническом и Островных поясах (рис. 6, А). Можно строить различные модели, поскольку граничных данных мало. Конкретной информации о полярности дуг нет, а точных данных о времени их активности немного.

Островная дуга кристаллического пояса Оминек проявлена нечетко, но очевидно, что она была активна по крайней мере в миссисипское и пермское время, о чем можно судить по пирокластическим отложениям и лавам различного состава, имеющим этот возраст (Lord, 1948; Roots, 1954). Очевидно, дуга развивалась, по крайней мере частично, на океанической коре (часть которой, возможно, была надвинута в девонско-миссисипское время) и частично на осадочных породах, источником сноса которых служили породы кратона. Все же дуга, вероятно, находилась на значительном расстоянии от пояса Скалистых гор, так как в этом поясе не обнаружено никакого туфогенного материала и никаких других признаков вулканизма.

Горные породы, слагающие Межгорный пояс, можно сравнить в основном с породами современных океанических бассейнов, за исключением линейно-вытянутых тел мелководных карбонатных пород миссисипско-пермского возраста. Такая же ассоциация встречается в офиолитовом поясе Омана; здесь карбонатные отложения, по мнению Рейнхарта (Reinhardt, 1969), формировались на океаническом хребте у поверхности моря. Можно предполагать, что их отложение, однажды начавшись, далее шло одновременно с опусканием, по мере того как субстрат двигался в сторону от хребта. Если такая модель применима к Канадским Кордильерам (рис. 6, А) и если принять умеренную, но постоянную скорость спрединга 2 см в год, то окажется, что самые древние карбонаты могли переместиться с начала седиментации на 1800 км, так как их отложение продолжалось в течение примерно 90 млн. лет (с позднемиссисипского времени до поздней перми). Однако существование в течение этого времени непрерывной субдукции может быть поставлено под вопрос. Очень ограниченное распространение в Межгорном поясе обломочных пород грубее пелитов позволяет думать, что этот комплекс отложился далеко от смежных с ним в настоящее время разновозрастных комплексов кристаллического пояса Оминек и Берегового плутонического пояса, содержащих большое количество обломочного материала. Альтернативная модель для Межгорного пояса заключается в том, что мощные карбонатные отложения представляют собой дугу, сложенную осадочными породами и развившуюся на океанической коре в дополнение к вулканической дуге кристаллического пояса Оминек. Эта модель менее правдоподобна, чем первая, отчасти потому, что в Межгорном поясе грубообломочного материала немного, тогда как можно было бы ожидать его поступления с дуги в большем количестве, а отчасти потому, что в разрезе здесь местами развиты голубые сланцы (Monger and Nut-

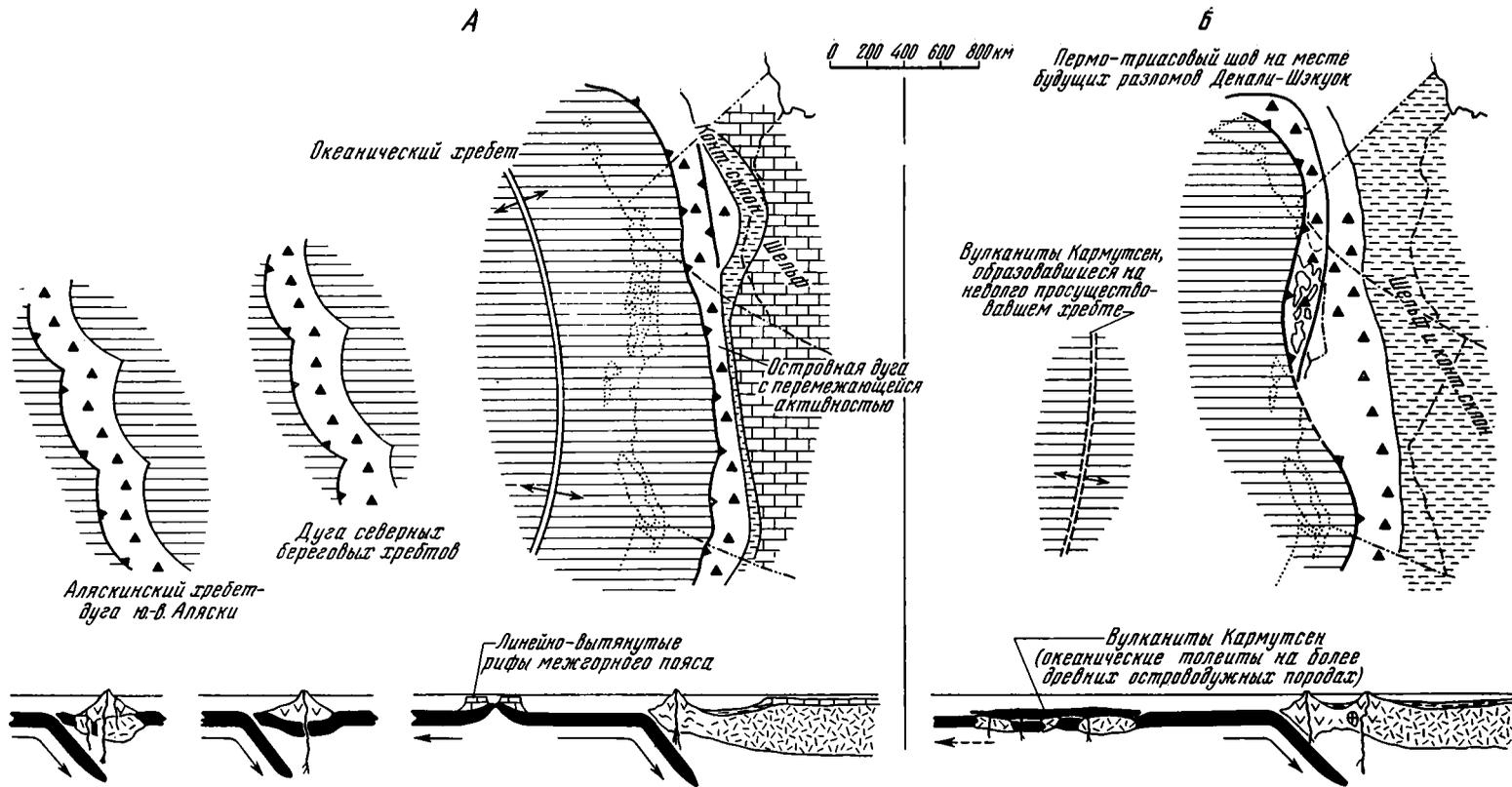


Рис. 6. Интерпретация на основе теории плит: А) миссисипских (340 млн. лет) — среднетриасовых (200 млн. лет) и Б) верхнетриасовых (200—180 млн. лет) образований. Относительное положение и полярность дуг в (А) неизвестны; в (Б) не обнаруживаются возможные «внутренние» секущие разломы, которые частично могли бы возникнуть в это время

chison, 1971), позволяющие предполагать проявление некоторой субдукции между этими породами и вулканической дугой на востоке.

Характерные для островных дуг породы Берегового плутонического комплекса и Островного пояса, возможно, частично развивались на континентальной коре, которая сформировалась в юго-восточной Аляске в течение ордовикской и силурийской «орогении». Ископаемая флора указывает на существование здесь суши, может быть островов вулканического происхождения, а состав песчаников и конгломератов позволяет предполагать эрозию скорее вулканической области, чем кристаллического фундамента. В этот процесс, возможно, была вовлечена не одна система дуг. Рихтер и Джонс (Richter and Jones, 1970) предполагают, что формации, развитые юго-западнее разломов Шэкуок — Денали (рис. 7, А), представляют собой древнюю дугу, которая присоединилась к континенту в пермо-триасовое время вдоль зоны субдукции на месте этих разломов. Их «континентом» является северное продолжение Берегового плутонического комплекса, который сам был, вероятно, дугой в позднепалеозойское время, как показано на рис. 6, А. Южное продолжение этого шва неизвестно, но, судя по характеру геологии юго-восточной Аляски, он, по-видимому, отделял Островной пояс от Берегового плутонического комплекса. Единственным перерывом здесь является поперечный разлом пролива Чатам, но максимальное перемещение вдоль этого разлома (правобокового сдвига) составляет 190 км (Latham, 1964), а этого недостаточно, чтобы считать этот разрыв крупным трансформным разломом, связанным с пермо-триасовым швом Шэкуок — Денали.

Восточное падение, показанное в зонах субдукции на рис. 6, А, вероятно, можно считать обоснованным для зоны, расположенной вдоль разломов Теслин и Пинчи (рис. 7, А), но в других местах оно показано совершенно предположительно. Западнее разломов Теслин и Пинчи среди пород океанического типа встречаются голубые сланцы, которые датируются скорее всего как пермо-триас (Monger and Hutchison, 1971), а восточнее встречаются породы того же возраста, характерные для дуг. По зоне разломов Тинтина на Юконе (рис. 7, А) падающие на юго-запад разрывы, вероятно пермо-триасового возраста, ассоциируются с серпентинитами и местами с голубыми сланцами и эклогитами (D. J. Tempelman-Kluit, личное сообщение). Эти разломы, возможно, представляют собой пермо-триасовую зону субдукции юго-западного падения.

Скачкообразное перемещение зон субдукции к океану за время от перми до среднего триаса, по-видимому, отражено в смещении к западу примыкающих друг к другу ассоциаций океанического бассейна — островных дуг. Пермские образования около Камлупса в Британской Колумбии можно считать ассоциацией дуги благодаря большому количеству песчаников и пирокластических пород, тогда как в 80 км западнее, около Каш-Крик, пермские породы представлены типичными океаническими образованиями Межгорного пояса: кремнями, пелитами, метабазальтами и карбонатными отложениями (Campbell and Tipper, 1971). Среднетриасовые породы группы Павильон (Trettin, 1961), подобные ассоциации островных дуг, перекрывают более древние образования около Каш-Крик, но западнее за пределами зоны разломов Фрейзер — Ялаком располагается среднетриасовая океаническая ассоциация группы Фёргусон (Cameron and Monger, 1971) (рис. 7, А).

Серьезным возражением против модели, предлагаемой на рис. 6, А, является то, что позднепалеозойский андезитовый вулканизм в складчатом поясе Оминека имеет относительно небольшое значение, а гранитоиды или регионально метаморфизованные породы этого возраста совсем неизвестны. Если субдукция осуществлялась непрерывно с миссисипского времени до пермского (90 млн. лет), можно было бы ожидать гораздо большего количества андезитов. Эта аномалия особенно очевид-

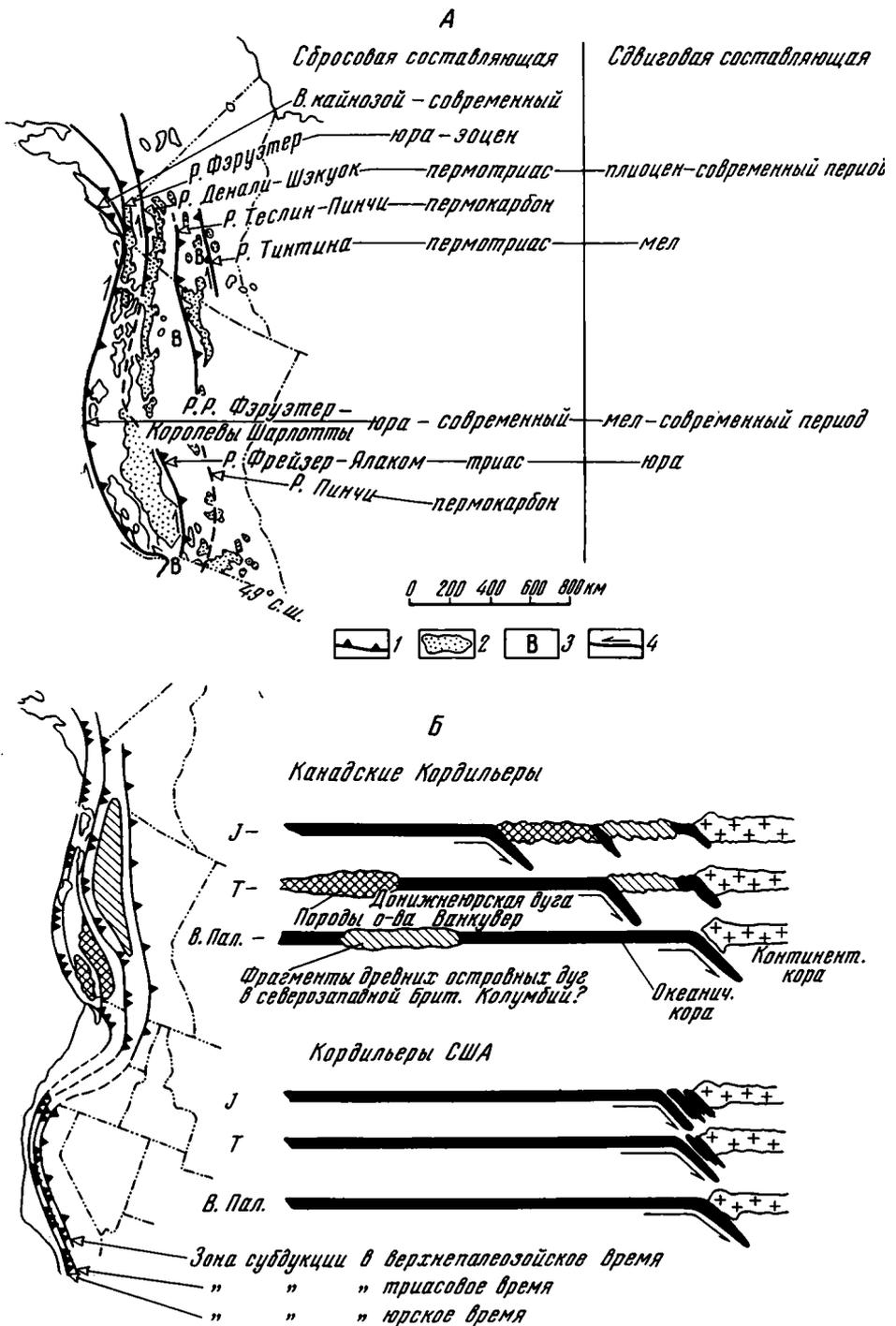
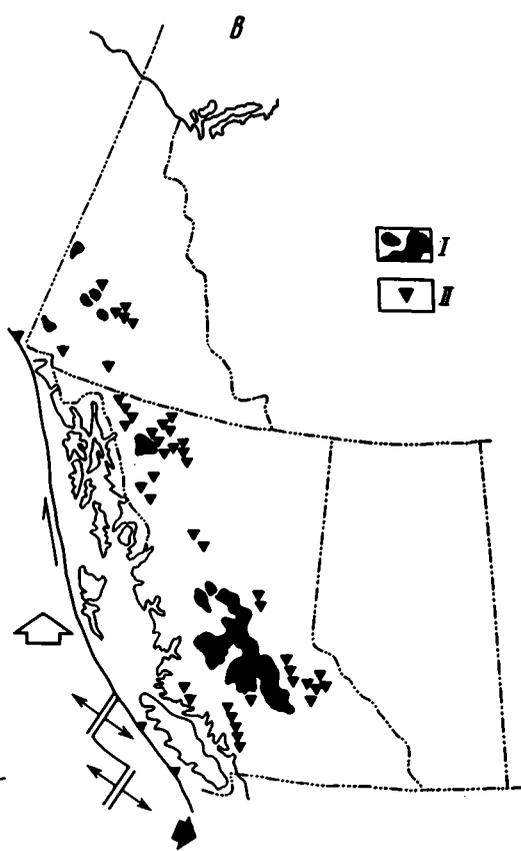
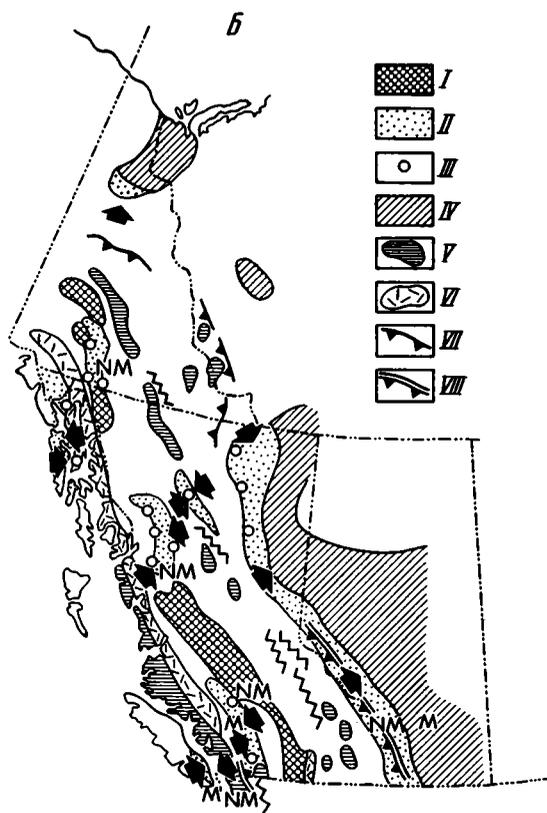
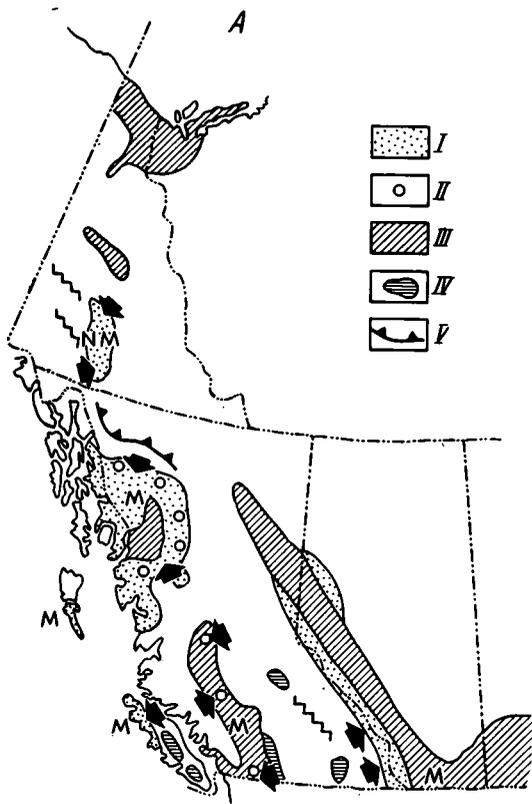


Рис. 7. А. Возможные зоны субдукции в Канадских Кордильерах, предполагаемые главным образом на основании сопоставления ассоциаций океанической коры и островных дуг. В большинстве случаев позднее в этих зонах развиваются секущие разломы, а местами эти движения совпадают по времени с предполагаемыми сбросовыми движениями, которые позволяют предполагать существование субдукции в косом направлении. Другие возможные сдвиги, как, например, Ров Скалистых гор, не показаны, так как нет никаких данных о том, что они были зонами субдукции. Условные обозначения: 1 — зубцы относятся к «верхней плите», 2 — граниты, 3 — области развития голубых сланцев, 4 — относительное перемещение. Б. Сравнение Кордильер Канады и США. «Отскакивание» зон субдукции толкуется как результат включения блоков легкого материала коры. Эти блоки могли быть принесены скорее сдвиговыми движениями, чем нормально сбросовыми



0 200 400 600 800 KM

1  
 2  
 3  
 4

на при сравнении с поздне триасовым — раннеюрским вулканизмом (интервал 30 млн. лет), породившим огромные количества вулканических пород и сопровождавшимся региональным метаморфизмом и внедрением гранитоидов. Возможно, что в течение большей части позднего палеозоя взаимодействие между океаническим дном и кратоном было незначительным. Океанический материал, вероятно, затягивался под кристаллический пояс Оминека в течение коротких промежуток времени, причем значительная фаза субдукции приходится на пермо-триасовое время, с которым скорее всего связано формирование голубых сланцев вдоль разломов Пинчи и Теслин.

Перемещения плит показаны перпендикулярно к континенту. Это, очевидно, было не так. В Канадских Кордильерах самыми аллохтонными породами оказываются породы Берегового плутонического комплекса и Островного пояса, и все же предварительное исследование фаун фузулинид в этих зонах заставляет предполагать, что они родственны фаунам Северо-Американского континента. Как предполагают некоторые исследователи (Monger, Ross, 1971; Jones, Irvin, Ovenshine, 1972), эти породы, возможно, были перемещены на свое место в послепермское время под воздействием движений со значительной сдвиговой составляющей.

### РАЗВИТИЕ В ПОЗДНЕМ ТРИАСЕ — ОЛИГОЦЕНЕ

Западная часть Канадских Кордильер развивалась из системы островных дуг, существовавшей в позднем триасе и ранней юре, через промежуточный период осадконакопления в сокращающихся бассейнах до континентальных Кордильер в поздне меловом и третичном времени (рис. 5, Б, 6, Б, 8, 9). В конечную стадию Кордильеры, вероятно, не сильно отличались по строению от современных Анд и обладали почти всеми элементами своего современного строения. Их развитие характеризовалось изменениями характера вулканизма (Souther, 1967, 1970), осадконакопления (Wheeler, 1961), внедрением больших масс гранитоидов преимущественно в поясе Береговых хребтов (Gabrielse and Reesor, 1964; Roddick, 1966; Hutchison, 1970) и повсеместным региональным метаморфизмом, наиболее широко проявленным в кристаллическом поясе Оминека (Monger and Hutchison, 1971). Большая часть этих явлений может легко объясняться процессами, происходящими над падающей на восток зоной (или зонами) субдукции, и резко отличается от развития в позднем палеозое, когда движениями были захвачены участки океанической коры и островных дуг. Возможно, что и это изменение связано с раскрытием Северной Атлантики в раннемезозойское время с обусловленным этим процессом значительным смещением Северо-Американской плиты на запад относительно Тихоокеанской.

Самая крупная из известных в Кордильерах эпох вулканической деятельности проявилась в конце среднего и в позднем триасе и в ранней,

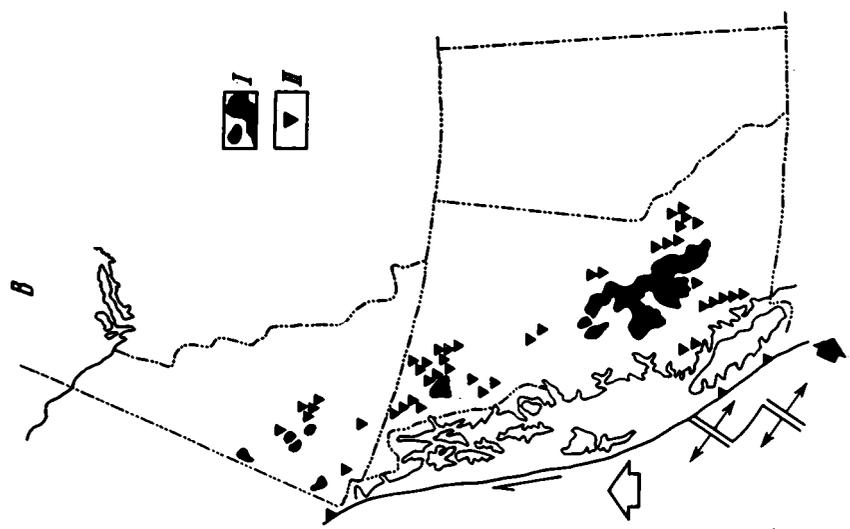
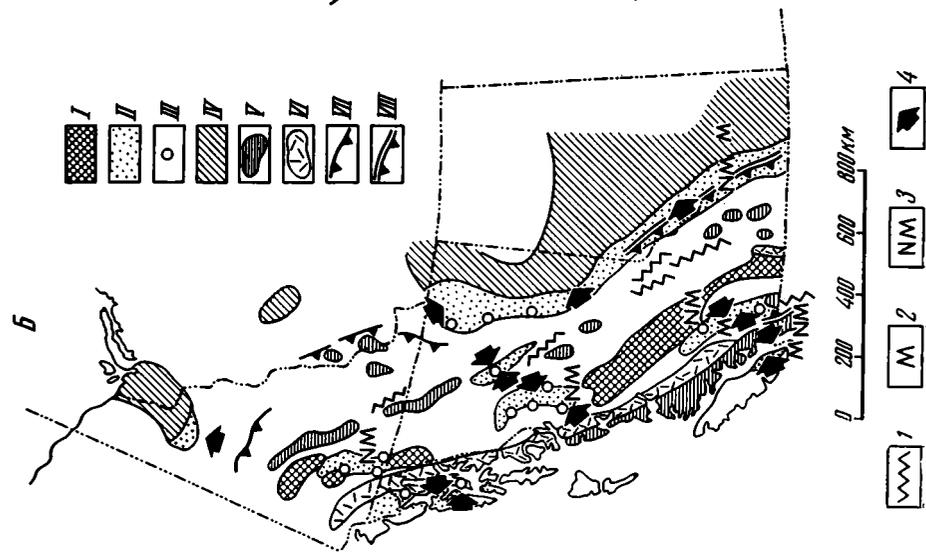
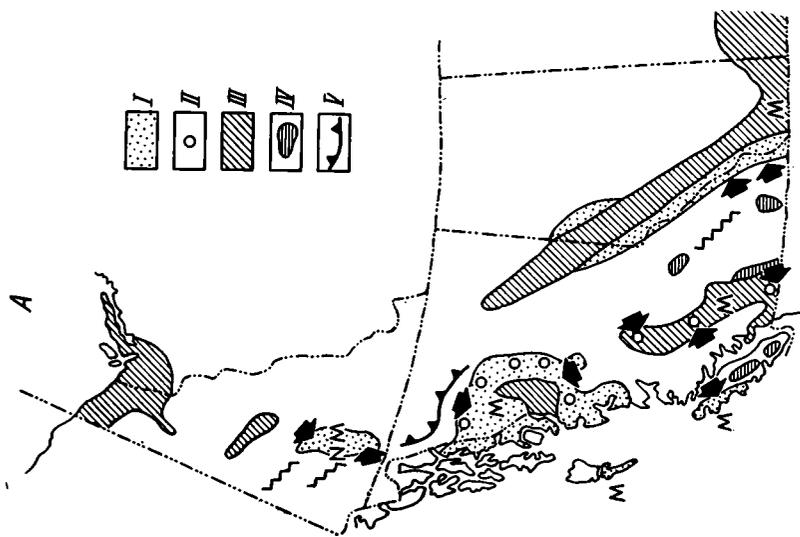
Рис. 8. Распределение средне- и верхнеюрских (А), меловых и раннетретичных (Б) и миоценовых — четвертичных (В) образований. Направление движения новейших плит показано на рис. 8, В.

1 — деформация ± метаморфизм, 2 — морские образования, 3 — неморские образования, 4 — направление сноса осадков.

А — верхи средней и верхняя юра: I — песчаники, II — конгломераты, III — глинистые сланцы, IV — граниты, V — надвиги.

Б — мел и раннетретичное время: I — вулканиты, II — песчаники, III — конгломераты, IV — глинистые сланцы, V — граниты (нижне-среднемеловые), VI — граниты (ранне-меловые, третичные), VII — надвиги (ранне- и поздне меловые), VIII — надвиги (поздне-меловые и третичные).

В — миоцен — современные отложения: I — миоцен-плиоценовые платобазальты, II — плиоценовые до современных вулканы



на при сравнении с поздне триасовым — раннеюрским вулканизмом (интервал 30 млн. лет), породившим огромные количества вулканических пород и сопровождавшимся региональным метаморфизмом и внедрением гранитоидов. Возможно, что в течение большей части позднего палеозоя взаимодействие между океаническим дном и кратоном было незначительным. Океанический материал, вероятно, затягивался под кристаллический пояс Оминька в течение коротких промежуточных времени, причем значительная фаза субдукции приходится на пермо-триасовое время, с которым скорее всего связано формирование голубых сланцев вдоль разломов Пинчи и Теслин.

Перемещения плит показаны перпендикулярно к континенту. Это, очевидно, было не так. В Канадских Кордильерах самыми аллохтонными породами оказываются породы Берегового плутонического комплекса и Островного пояса, и все же предварительное исследование фаун фузулинид в этих зонах заставляет предполагать, что они родственны фаунам Северо-Американского континента. Как предполагают некоторые исследователи (Monger, Ross, 1971; Jones, Irvin, Ovenshine, 1972), эти породы, возможно, были перемещены на свое место в послепермское время под воздействием движений со значительной сдвиговой составляющей.

### РАЗВИТИЕ В ПОЗДНЕМ ТРИАСЕ — ОЛИГОЦЕНЕ

Западная часть Канадских Кордильер развивалась из системы островных дуг, существовавшей в позднем триасе и ранней юре, через промежуточный период осадконакопления в сокращающихся бассейнах до континентальных Кордильер в поздне меловом и третичном времени (рис. 5, Б, 6, Б, 8, 9). В конечную стадию Кордильеры, вероятно, не сильно отличались по строению от современных Анд и обладали почти всеми элементами своего современного строения. Их развитие характеризовалось изменениями характера вулканизма (Souther, 1967, 1970), осадконакопления (Wheeler, 1961), внедрением больших масс гранитоидов преимущественно в поясе Береговых хребтов (Gabrielse and Reesor, 1964; Roddick, 1966; Hutchison, 1970) и повсеместным региональным метаморфизмом, наиболее широко проявленным в кристаллическом поясе Оминька (Monger and Hutchison, 1971). Большая часть этих явлений может легко объясняться процессами, происходящими над падающей на восток зоной (или зонами) субдукции, и резко отличается от развития в позднем палеозое, когда движениями были захвачены участки океанической коры и островных дуг. Возможно, что и это изменение связано с раскрытием Северной Атлантики в раннемезозойское время с обусловленным этим процессом значительным смещением Северо-Американской плиты на запад относительно Тихоокеанской.

Самая крупная из известных в Кордильерах эпох вулканической деятельности проявилась в конце среднего и в позднем триасе и в ранней,

Рис. 8. Распределение средне- и верхнеюрских (А), меловых и раннетретичных (Б) и миоценовых — четвертичных (В) образований. Направление движения новейших плит показано на рис. 8, В.

1 — деформация ± метаморфизм, 2 — морские образования, 3 — неморские образования, 4 — направление сноса осадков.

А — верхи средней и верхняя юра: I — песчаники, II — конгломераты, III — глинистые сланцы, IV — граниты, V — надвиги.

Б — мел и раннетретичное время: I — вулканиды, II — песчаники, III — конгломераты, IV — глинистые сланцы, V — граниты (нижне-среднемеловые), VI — граниты (ранне-меловые, третичные), VII — надвиги (ранне- и поздне меловые), VIII — надвиги (поздне-меловые и третичные).

В — миоцен — современные отложения: I — миоцен-плиоценовые платобазальты, II — плиоценовые до современных вулканы

а местами и средней юре (см. рис. 5, Б). В Островном поясе (и в южной части Береговых хребтов?) этот вулканизм имел несколько иной характер, чем в Межгорном поясе, в поясе Оминека и в северной части Береговых хребтов. В Островном поясе (о. Ванкувер, о-ва Королевы Шарлотты) в ладинское и карнийское время накапливались подушечные базальты и брекчии формации Кармутсен мощностью около 6000 м (Muller and Carson, 1969, и личное сообщение). По распределению как основных, так и малых элементов эти породы напоминают океанические базальты (Sutherland-Brown, 1968, и личное сообщение, Kuniyoshi, 1971).

Вышележащие вулканические породы формации Бонанза отличаются от вышеупомянутых по составу. Они представлены известково-щелочными андезитами, дацитами и слоями пирокластолитов мощностью 2500 м. Их накопление, вероятно, частично сопровождалось внедрением гранитов, которые по радиометрическим данным отнесены к средней юре (Muller, 1971). Вулканические породы, сходные с формацией Кармутсен, иногда встречаются также в южной части Берегового плутонического пояса (H. W. Tipper, личное сообщение). Верхнетриасовые, нижнеюрские, а местами, и среднеюрские образования в Межгорном поясе, в западной части пояса Оминека и в Береговом плутоническом комплексе северо-запада Британской Колумбии, видимо, не обнаруживают такого заметного изменения в составе вулканических пород от верхнего триаса до нижней юры, которое наблюдается в Островном поясе, хотя их состав существенно меняется по разрезу. Эти породы образуют очень мощные, свыше 10 000 м (Lord, 1948), занимающие обширные площади и стратиграфически сложные толщи, известные частично как группы Никола-Такла и Хейзелтон, которые включают базальтовые андезиты, местами базальты и кислые вулканыты, большое количество пирокластолитов, морские обломочные и карбонатные породы (Lord, 1948; Tipper, 1959; Schau, 1970).

По химическому составу вулканические породы принадлежат к известково-щелочным и щелочным сериям (Souther, 1972). Их излияние и накопление сопровождалось внедрением гранитов в ранне- и среднеюрское время (рис. 5, Б) и, возможно, повсеместным региональным метаморфизмом, скорее всего среднепозднеюрского возраста. В северной части Британской Колумбии и на Юконе эта ассоциация, очевидно, протягивается из Берегового плутонического комплекса через Межгорный пояс на западный фланг кристаллического пояса Оминека; это указывает на то, что к поздне триасовому времени все эти три пояса примыкали друг к другу.

Толщи Никола-Такла — Хейзелтон и Бонанза вполне можно считать формациями древних островных дуг. Формация Кармутсен по химическому составу очень похожа на базальты срединно-океанических хребтов. Она отличается от других толщ отсутствием габбро- и ультраосновных пород и очень небольшим количеством кремней. Формация перекрывает верхнепалеозойские образования, которые скорее всего можно считать комплексами островных дуг. Мюллер (Muller, 1971) и Саутер (Souther, в печати) полагают, что вулканыты Кармутсен относятся к ассоциации островных дуг. Если это так, то петрографические различия между ними и одновозрастным комплексом Никола-Такла можно объяснить только считая, что их излияния происходили очень близко к желобу. Альтернативное предположение состоит в том, что ассоциация Кармутсен могла образоваться над центром спрединга, который частично разорвал позднепалеозойскую дугу в океане западнее зоны субдукции, связанной с дугой Никола-Такла (рис. 6, Б). Возможным современным аналогом формации Кармутсен могут быть базальные вулканыты восточных Канарских островов (Rothe, Schmincke, 1968; Sutherland-Brown, личное сообщение). В послекармутсенское, добонанзское (норийское?) время зона скачкообразно сместилась на запад из-под комплекса

Никола-Такла, возможно, вследствие того, что она не могла поглотить породы древней дуги (рис. 7, Б), и в результате ее деятельности в раннеюрское время возникла формация Бонанза (рис. 9, А).

Несмотря на то что все элементы Канадских Кордильер, начиная с раннеюрского и до раннетретичного времени, находились, видимо, к востоку от зоны субдукции, существуют данные о значительных сдвигах в Кордильерах в мезозойское время (рис. 7, А). В позднем триасе палеомагнитные широты формации Кармутсен, по предварительной оценке, располагались приблизительно на  $50^\circ$  южнее широт Южной Канады (Symons, 1971<sub>2</sub>; Irving and Yole, в печати). Наоборот, палеомагнитные широты среднеюрских плутонов на о. Ванкувер указывают на то, что послеинтрузивные движения относительно континента или были очень слабыми, или совсем отсутствовали (Symons, 1971<sub>1</sub>). Если эти данные достаточно надежны, то в послекарнийское — среднеюрское время в Кордильерах происходили значительные движения. Доказательства этих движений были представлены Тозером (Tozer, 1970), который определил, что поздне триасовые фауны в Межгорном поясе Юкона были более тепловодными, чем фауны Скалистых гор на тех же широтах. Тозер высказал предположение о значительных смещениях Кордильер к западу от пояса Скалистых гор в послетриасовое время.

Типпер (Tipper, 1969) сообщает о правобоковом сдвиге с амплитудой 225 км, возникшем в зоне разломов Фрейзер — Ялаком преимущественно в юрское время. Роддик (Roddick, 1964) и Темплман-Клюит (личное сообщение) предполагают, что значительный правобоковой сдвиг, почти на 400 км, происходил вдоль разлома Тинтина главным образом в меловое время. Этот сдвиг в пределах существенно консолидированных Кордильер мог возникнуть от диагонального перемещения плиты, расположенной западнее находившейся в море зоны субдукции, причем это перемещение должно было иметь значительную северную составляющую. Реликты древних зон субдукции, вероятно, локализовали «внутреннее» сдвиговое смещение. Ситуация, вероятно, аналогична схеме, предложенной Этватер (Atwater, 1970, рис. 16) для движений внутри западного края Северо-Американской плиты за последние 20 млн. лет.

В течение мезозойского и раннетретичного времени в Межгорном поясе, поясе Скалистых гор и в Островном поясе развились прогибы (унаследованные бассейны или эпиэвгеосинклинали и краевые прогибы или экзогеосинклинали), заполненные обломочными осадками, принесенными из активно поднимающихся районов Кордильер. В Межгорном поясе эти прогибы располагались на месте дуг, междуговых бассейнов, или, возможно, бассейнов дуг — желобов, заполненных вулканическими породами и образованными за их счет вулканокластами. К началу раннеюрского времени на севере и позднеюрского — на юге прогибы были заполнены флишеподобными отложениями, содержащими обломки гранитов и метаморфических пород, так же как вулканитов, принесенных с активно поднимающихся Берегового плутонического комплекса и кристаллического пояса Оминика (рис. 9, А, Б, В; Gabrielse and Wheeler, 1961; Jeletzky and Tipper, 1968).

В позднеюрское время на севере и в конце раннемелового — на юге прогибы развивались в континентальных условиях и заполнялись осадками типа моласс. Пояс Скалистых гор в раннемезозойское время был областью отложения пелитов и мелкозернистых песчаников, принесенных с кратона. Вероятно, эти осадочные породы прослеживаются на запад до сходных пород кристаллического пояса Оминика (группа Слокан). В позднеюрское время этот пояс начал получать обломочный материал из поднимающегося на западе кристаллического пояса Оминика. После отложения девонско-миссисипских обломочных пород это было первое проявлением в пределах Северо-Американского кратона тектонической активности на западе. Пояс не был покрыт морем, начиная с

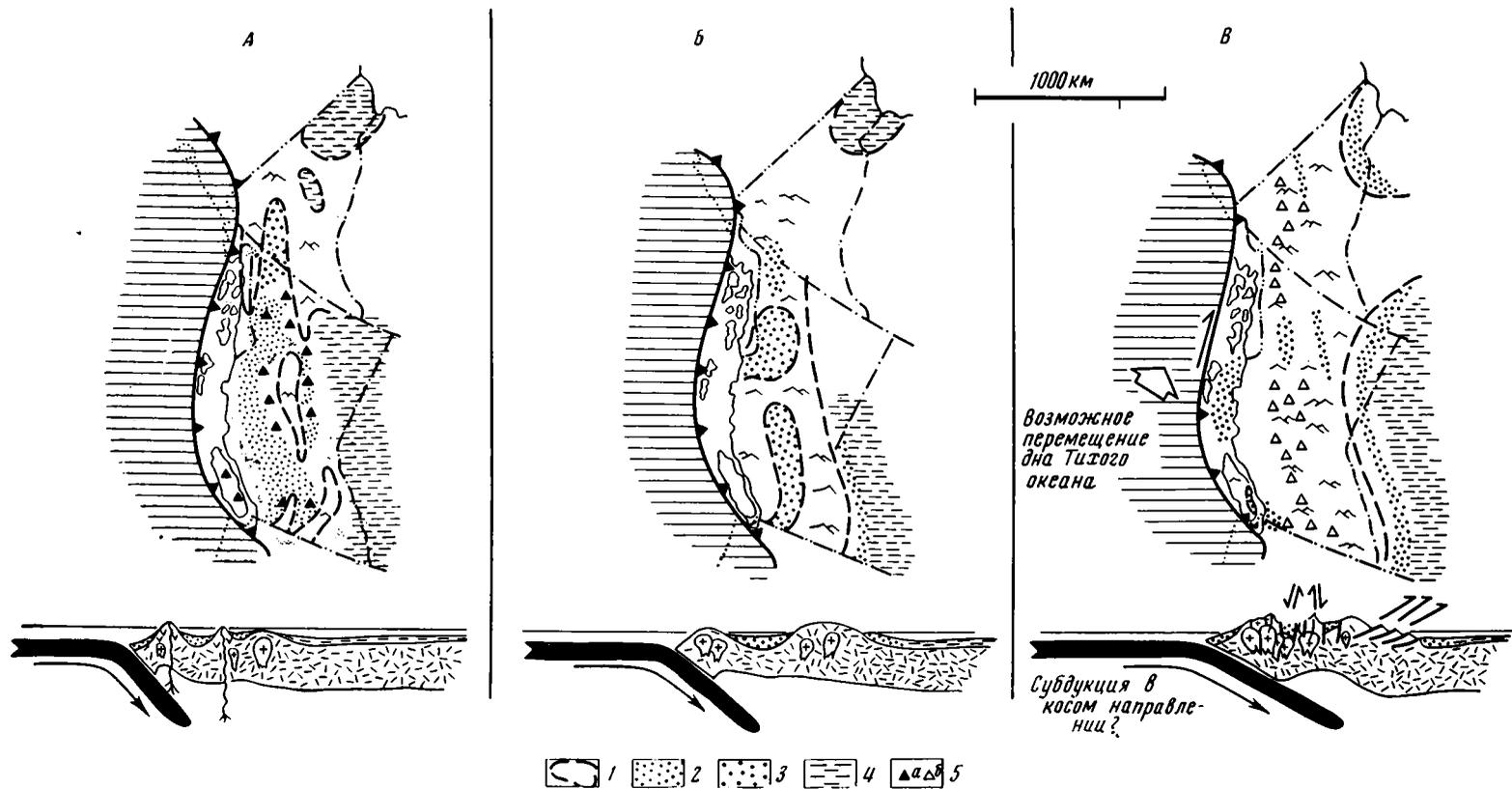


Рис. 9. Интерпретация на основе тектоники плит нижнеюрских (180—170 млн. лет) — А, среднеюрских (170 млн. лет) — нижнемеловых (100 млн. лет) — Б, и среднемеловых (100 млн. лет) — олигоценных (25 млн. лет) — В образований. Кластические осадки в унаследованных бассейнах и краевых прогибах принесены с поднимающихся участков коры и содержат обломки гранитов и метаморфических пород в противоположность более ранним внутридуговым осадкам, представленным в основном вулканокластами. «Внутренние» сдвиговые движения на этих диаграммах не показаны.

1 — области выше уровня моря, 2 — кластические отложения во внутридуговых бассейнах, 3 — кластические отложения в унаследованных бассейнах и краевых прогибах, 4 — отложения шельфа и континентального склона, 5 — а) вулканы андезитового состава, б) континентальный вулканизм

позднеюрского времени на западе и кампанского — на востоке. Южная часть Островного пояса на западной стороне Северных Каскадных гор получала обломки гранитов в раннемеловое время (Crickmay, рукопись) и была осушена к раннетретичному времени. Севернее, в современном морском бассейне Королевы Шарлотты, между одноименным островом и материком известны континентальные отложения позднемелового возраста (Shouldice, 1971).

В позднемеловое и эоценовое время Кордильеры, за исключением пояса Скалистых гор, стали областью широкого проявления кислого и среднего субаэрального вулканизма эксплозивного типа (Southér, 1967, 1970,). Обширные покровы игнимбритов на севере ассоциируются с лавовыми потоками и с пирокластическими отложениями. В других местах состав вулканитов очень разнообразен: от риолитов через трахиты и трахиандезиты до фонолитов. Излияния этих пород, сопровождавшиеся движениями глыб по разломам и местами с кальдерообразным оседанием, происходили одновременно с неглубокими интрузиями кварцевых монзонитов, гранитов и сиенитов. Анды позднекайнозойского (до голоцена) времени с их огромными количествами континентальных вулканических пород и субвулканических интрузий (Hamilton, 1969<sub>2</sub>) были, вероятно, аналогичны Кордильерам этого времени. Единственным исключением в вулканизме этого типа являются эоценовые базальты и связанные с ними габбро на крайнем юге о. Ванкувер. Эти породы слагают северное продолжение провинции гор Олимпик на северо-западе штата Вашингтон в США, которые считаются вулканогенно-осадочным комплексом, сформировавшимся на океанической коре (Hamilton and Myers, 1966). Базальты находятся в тектоническом контакте с верхнепалеозойскими и более молодыми породами на севере.

Канадские Кордильеры, состоящие из двух поясов высокометаморфизованных мезозойских пород и гранитов, составляют заметный контраст с их южным продолжением в Соединенных Штатах, где имеется только один пояс — гранитоидная и метаморфическая зоны Сьерры-Невады. Происхождение последней можно отнести за счет сравнительно простого процесса почти непрерывной субдукции океанической коры под Северо-Американскую плиту (Hamilton, 1969<sub>1</sub>; Burchfiel and Davis, 1972). Метаморфизм, интрузии гранитов и поднятие в Канадских Кордильерах происходили приблизительно одновременно в обоих поясах и имеют больше различий в пределах каждого отдельного пояса, чем между поясами. В кристаллическом поясе Оминика региональный метаморфизм высокой степени датируется триасом на севере и юрой на юге (Monger and Hutchison, 1971). Возраст интрузий гранитов — от триаса до кайнозоя, но наибольшего объема они, вероятно, достигали в меловое время (Gabrielse and Reesor, 1964). Поднятие впервые отмечено в поздней юре. Метаморфизм в Береговом хребте имеет, кажется, юрский и меловой возраст, что соответствует большей части радиометрических возрастов гранитоидов (Hutchison, 1970). Поднятие происходило в юрское время на севере и в позднеюрское и раннемеловое — на юге.

Самое простое объяснение этой двойной системы Кордильер лежит, вероятно, в домезозойских образованиях, которые теперь входят в Береговой плутонический комплекс и Островной пояс. Если бы зона субдукции существовала под кристаллическим поясом Оминика непрерывно, начиная с позднего палеозоя и до мезозойского времени включительно, можно предполагать, что результат, наверно, был бы таким же, как в Кордильерах Соединенных Штатов, где существует единый пояс гранитоидов и пород, переработанных метаморфизмом высокой степени. Однако в Канаде в раннемезозойское время в этом процессе произошел перерыв, возможно, при внесении в зону субдукции материала с низким удельным весом из образований позднепалеозойской дуги Берегового плутонического комплекса и Островного пояса и, возможно, также древ-

ней континентальной коры, образовавшейся в результате ордовикско-силурийской орогении в юго-восточной Аляске. Этот материал блокировал позднепалеозойско-среднетриасовую зону субдукции, вызвав ее скачкообразное смещение в сторону океана (рис. 7, Б). Это смещение на севере происходило, вероятно, до позднего триаса, так как образованная познетриасовой дуги прослеживаются от пояса Оминка до Береговых хребтов, а на юге оно началось, очевидно, не раньше конца триаса (в послекармунтсенское, но добонанзское время).

#### РАЗВИТИЕ ОТ МИОЦЕНА ДО СОВРЕМЕННОГО ПЕРИОДА

Миоценовый и более поздний вулканизм резко отличается от вулканизма эоценового времени. В Межгорном поясе распространены обширные области (почти 40 000 км<sup>2</sup>) пологозалегающих щелочных оливиновых базальтов позднемиоценово-раннеплиоценового возраста («платобазальты») (рис. 8, В). На западе лавы были подняты постплиоценовыми движениями Береговых хребтов и в основном эродированы, хотя наличие позднемиоценовых базальтовых даек около Белла Кула указывает на то, что лавы, вероятно, некогда были распространены на западе до самого побережья (Souther, 1970<sub>2</sub>). В позднем плиоцене и в течение всего четвертичного времени стиль вулканизма несколько изменился, хотя в большинстве случаев лавы, видимо, все-таки относятся к ряду щелочно-оливиновых базальтов. В отличие от лавовых покровов миоценового возраста более поздний вулканизм представлен небольшими отдельными центрами, иногда изолированными шлаковыми конусами, еще действовавшими 200 лет тому назад. Некоторые центры излияний представлены большими сложными вулканами, например гора Эдзиза на северо-западе Британской Колумбии, где встречаются вулканы от пикритовых базальтов до риолитов. На юго-западе Британской Колумбии вулкан Гарибальди (Mathews, 1958) имеет более андезитовый состав и является, возможно, самым северным в цепи вулканов Каскадных гор на северо-западе Соединенных штатов.

Различия между эоценовыми известково-щелочными лавами, связанными с субвулканическими изверженными породами, и миоценовыми и более молодыми щелочными оливиновыми базальтами очень существенны. Можно думать, что эоценовые (и более древние) вулканы образовались над падающей на восток зоной субдукции, расположенной в пределах открытого океана (Souther, 1970<sub>1</sub>). Миоценовые и более молодые лавы не изменяются по составу с удалением от края континента; они могли возникнуть как непосредственный результат частичного плавления материала мантии, вероятно, не связанного ни с какой зоной субдукции. Это различие может быть связано с изменениями характера границы между Тихоокеанской и Северо-Атлантической плитами (Atwater, 1970, и др.). Приблизительно в позднем олигоцене — раннем миоцене граница плиты изменила свой характер, перестав быть рубежом поглощения, по которому Тихоокеанская плита поддвигалась под Северо-Американскую плиту под косым углом (рис. 9, В). В настоящее время большая часть края канадской части Северо-Американской плиты совпадает с трансформным разломом Фэрвотер — Королевы Шарлотты. Только на юге периодически происходила субдукция небольшой плиты Хуан де Фука, вызывавшая излияния вулканических пород Каскадных гор и горы Гарибальди. Трещины растяжения краевой части Северо-Американской плиты, связанные, вероятно, с движением Тихоокеанской плиты на север, достигают мантии и позволяют этим молодым вулканическим породам изливаться на поверхность.

## ВЫВОДЫ

Геологическое развитие Канадских Кордильер можно объяснить с помощью теории тектоники плит. Обоснованными кажутся следующие выводы:

1. Положение Кордильер относительно Северо-Американского кратона является результатом среднепротерозойского рифтообразования, разорвавшего ядро раннепротерозойского кристаллического фундамента, который является западным продолжением Канадского щита. Современное положение глыбы, оставшейся на другой стороне рифта, неизвестно, и на осадконакоплении в Кордильерах ее существование не оставило различных следов.

2. Распределение верхнепалеозойских пород, обладающих океаническими чертами, позволяет думать, что все домезозойские породы западнее кристаллического пояса Оминека аллохтонны относительно Северной Америки.

3. Аллохтонная область, вероятно, не является фрагментом Азии, как это предполагали Вильсон (Wilson, 1968) и Даннер (Danner, 1970). Она, вероятно, включает элементы различного происхождения, такие, как океаническую кору неизвестного происхождения в Межгорном поясе, островные дуги, породы которых содержат фауны с североамериканскими родственными связями в Береговом плутоническом комплексе, и континентальную кору среднепалеозойского возраста в Островном поясе юго-восточной Аляски.

4. Появление (в значительной степени благодаря раннемезозойским сдвигам) аллохтонных элементов, которые не испытали субдукции из-за своей низкой плотности, создало одно из основных различий между Кордильерами Канады и США.

## Литература

- Armstrong F. C., Oriol S. S.* Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt.— Amer. Assoc. Petrol. Geologist Bull., 1965, v. 49, p. 1847—1866.
- Atwater Tanya.* Implications of plate tectonics in the Cenozoic tectonic evolution of western North America.— Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, p. 3513—3535.
- Bally A. W., Gordy P. L. and Stewart G. A.* Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rockies.— Canad. Petrol. Geol. Bull., 1966, v. 14, p. 337—381.
- Bell R. T.* Proterozoic stratigraphy of northeastern British Columbia.— Canada Geol. Survey Paper 67—68, 1968, 75 p.
- Berg H. C.* Paleozoic plutonism and contrasting metamorphic terranes, Annette Island, Alaska.— Geol. Soc. America Abs. with Programs, 1970, v. 2, No. 2, p. 70.
- Berry M. J., Jacoby W. R., Niblett E. R. and Stacey R. A.* A review of geophysical studies in the Canadian Cordillera.— Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, No. 7, p. 788—801.
- Bird J. M. and Dewey J. F.* Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen.— Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, p. 1031—1060.
- Bishop D., Morris H. C. and Edmunds F. R.* Turbidites and depositional features of the lower Belt-Purcell Supergroup.— Geol. Soc. America Abs. with Programs, 1970, v. 2, No. 7, p. 497.
- Brew D. A., Loney R. A. and Muffler L. J. P.* Tectonic history of southeastern Alaska.— Canad. Inst. Mining and Metallurgy Spec., 1966, v. 8, p. 149—170.
- Burchfiel B. C. and Davis G. A.* Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States.— Amer. J. Sci., 1972, v. 272, p. 97—118.
- Burwash R. A., Baadsgaard H., Peterman Z. E. and Hunt G. H.* Precambrian, in Geological History of Western Canada. Calgary, Alberta Soc. Petroleum Geologists, 1964, p. 14—19.
- Cameron B. E. B. and Monger J. W. H.* Middle Triassic conodonts from the Fergusson Group, northeastern Pemberton map area, British Columbia.— Canada Geol. Survey Paper 71—1, pt. B, 1971, p. 94—96.
- Campbell R. B.* Quesnel Lake map-area, British Columbia.— Canada Geol. Survey Paper 70-1, pt. A, 1970, p. 32—35.
- Campbell R. B. and Tipper H. W.* Geology of Bonaparte Lake map-area, British Columbia.— Canada Geol. Survey Mem. 363, 1971, 100 p.
- Crickmay C. H.* The geology and paleontology of the Harrison Lake district, British Columbia, together with a general review of the Jurassic faunas and stratigraphy of western North America.— Ph. D. thesis, Stanford Univ., ms, 1925.

- Danner W. R.* Paleozoic eugeosynclinal sequence of south-western British Columbia and northwestern Washington (abs.).— *Geol. Soc. America Bull.*, 1960, v. 71, p. 2055.
- Danner W. R.* Paleontologic and stratigraphic evidence for and against sea floor spreading and opening and closing oceans in the Pacific Northwest.— *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, 1970, v. 2, No. 2, p. 84—85.
- Davies H. L.* Papuan Ultramafic Belt.— *Internat. Geol. Cong.*, 23rd, Prague, 1968, Proc., 1968, v. 1, p. 209—220.
- Dercourt J.* L'expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectoniques.— *Soc. Géol. France Bull.*, 1970, sér. 7, v. 12, No. 2, p. 261—317.
- Dewey J. F. and Bird J. M.* Mountain Belts and the New Global Tectonics.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 14, p. 2625—2647.
- Dickinson W. R.* Plate tectonics in Geologic History.— *Science*, 1971, v. 174, p. 107—113.
- Douglas R. J. W., Gabrielse H., Wheeler J. O., Stott D. F. and Belyea H. R.* Geology of Western Canada, in Douglas R. J. W. ed., *Geology and Economic Minerals of Canada*.— *Canada Geol. Survey Econ. Geol.*, 1970, Rept. 1, p. 366—488.
- Gabrielse H.* McDame map-area, Cassiar District, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Mem.* 319, 1963, 138 p.
- Gabrielse H.* Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, v. 4, p. 271—298.
- Gabrielse H.* Younger Precambrian of the Canadian Cordillera.— *Amer. J. Sci.*, 1972, v. 272, p. 521—536.
- Gabrielse H. and Reesor J. E.* Geochronology of plutonic rocks in two areas of the Canadian Cordillera, in Osborn, F. F., ed., *Geochronology in Canada*, Royal Soc. Canada Spec. Pub. 8, p. 96—138, 1964.
- Gabrielse H. and Wheeler J. O.* Tectonic framework of southern Yukon and northwestern British Columbia.— *Canada Geol. Survey Paper* 60—24, 1961, 37 p.
- Gilluly J.* Volcanism, tectonism and plutonism in the western United States.— *Geol. Soc. America Spec. Paper* 80, 1965, 69 p.
- Hamilton W.* Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1969, v. 80, p. 2409—2430.
- Hamilton W.* The volcanic central Andes — a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America.— *Oregon Dept. Geology and Mineral Industries Bull.* 65, 1969, p. 175—184.
- Hamilton W. and Myers W. B.* Cenozoic tectonics of the western United States.— *Rev. Geophys.*, 1966, v. 4, No. 4, p. 509—549.
- Harrison J. E. and Peterman Z. E.* Belt-Windermere rocks and their correlatives in the western United States.— *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, 1971, v. 3, No. 7, p. 592.
- Hutchison W. W.* Metamorphic framework and plutonic styles in the Prince Rupert region of the central Coast Mountains, B. C.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, v. 7, p. 376—405.
- Irving E. and Yole R.* Paleomagnetic criteria for the recognition of ancient oceanic crust.— *Canada Earth Phys. Branch Pub.*, in press.
- Jeletzky J. A. and Tipper H. W.* Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks of Taseko Lakes map-area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia.— *Canada Geol. Survey Paper*, 67—54, 1968, 218 p.
- Jones D. L., Irwin W. P. and Ovenshine A. T.* Southeast Alaska — a displaced continental fragment? — in *Geological Survey Research*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1972, 800 B.
- King P. B.* Tectonic map of North America. U. S. Geol. Survey, 1969.
- Kuniyoshi S.* Chemical composition of the Karmutsen volcanics, Vancouver Island, British Columbia.— *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, 1971, v. 3, No. 7, p. 628—629.
- Lanphere M. A., MacKevett E. M. and Stern T. W.* Potassium-argon and lead-alpha ages of plutonic rocks, Bokan Mountain area, Alaska.— *Science*, 1964, v. 145, No. 3633, p. 705—707.
- Lathram E. N.* Apparent right-lateral separation on Chatam Strait fault, southeastern Alaska.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1964, v. 75, No. 3, p. 249—252.
- Lord C. S.* McConnell Creek map-area, Cassiar District, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Mem.* 251, 1948, 72 p.
- Mathews W. H.* Geology of the Mount Garibaldi map-area, southwestern British Columbia, Canada. Part 2: Geomorphology and Quaternary volcanic rocks.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1958, v. 69, No. 2, p. 174—198.
- Mattinson J. M.* Uranium-lead geochronology of the Northern Cascade Mountains.— *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, 1970, v. 2, No. 2, p. 116.
- Misch P.* Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington State.— *Canad. Inst. Mining and Metallurgy Spec.*, 1966, v. 8, p. 101—148.
- Monger J. W. H.* Oceanic rocks in the Canadian Cordillera.— *Canada Earth Physics Branch Pub.*, vol. 42, No. 3.
- Monger J. W. H. and Hutchison W. W.* Metamorphic map of the Canadian Cordillera.— *Canada Geol. Survey Paper*, 70—33, 1971, 61 p.

- Monger J. W. H. and Ross C. A.* Distribution of fusulinaceans in the western Canadian Cordillera.— *Canad. J., Earth Sci.*, 1971, v. 8, No. 2, p. 259—278.
- Muller J. E.* Klwane Lake map-area, Yukon Territory.— *Canada Geol. Survey Mem.* 340, 1967, 137 p.
- Muller J. E.* Chemistry and petrology of some volcanic rocks of Vancouver Island, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Paper* 71—1, pt. B, 1971, p. 5—10.
- Muller J. E. and Carson D. J. T.* Geology and Mineral deposits of Alberni map-area, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Paper* 68—50, 1969, 52 p.
- Price R. A.* Flathead map-area.— *Canada Geol. Survey Mem.* 336, 1965, 221 p.
- Reesor J. E.* Some aspects of structural evolution and regional setting in part of the Shuswap metamorphic complex.— *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 6, 1970, p. 73—86.
- Reinhardt B. M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline.— *Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt.*, 1969, v. 49, No. 1, p. 1—30.
- Richter D. S. and Jones D. L.* Structure and stratigraphy of Eastern Alaska Range.— *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 1970, v. 54, No. 12, p. 2502.
- Roberts R. J., Hotz P. E., Gilluly J. and Ferguson H. G.* Paleozoic rocks of north central Nevada.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1958, v. 42, p. 2813—2857.
- Roddick J. A.* Tintina Trench.— *J. Geol.*, 1964, v. 75, No. 1, p. 23—33.
- Roddick J. A.* Coast Crystalline Belt of British Columbia.— *Canadian Inst. Mining and Metallurgy Spec.*, 1966, vol. 8, p. 73—82.
- Roddick J. A., Wheeler J. O., Gabrielse H. and Souther J. G.* Age and nature of the Canadian part of the Circum-Pacific orogenic belt.— *Tectonophysics*, 1967, v. 4, No. 4—6, p. 319—337.
- Roots E. F.* Geology and Mineral Deposits of Aiken Lake map-area, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Mem.* 274, 1954, 246 p.
- Ross J. V.* Structural evolution of the Kootenay Arc, southeastern British Columbia.— *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 6, 1970, p. 53—65.
- Rothe P. and Schmincke H.-U.* Contrasting origin of the eastern and western islands of the Canarian Archipelago.— *Nature*, 1968, v. 218, No. 5147, p. 1153—1154.
- Schau M.* Stratigraphy and structure of the type-area of the Upper Triassic Nicola Group in south central British Columbia.— *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 6, 1970.
- Shouldice D. H.* Geology of the western Canadian Continental shelf. *Canad. Petrol. Geol. Bull.*, 1971, v. 19, No. 2, p. 405—436.
- Souther J. G.* Acid volcanism and its relationship to the tectonic history of the Cordillera of British Columbia, Canada.— *Bull. volcanol.*, 1967, v. 30, p. 161—176.
- Souther J. G.* Tectonic implications of volcanism in the Cordillera of North America (abs.).— *Univ. of Alaska, Geophys. Inst., Inaugural Symp. on Geophysics and Geology of Bering Sea region*, 1970.
- Souther J. G.* Volcanism and its relationship to recent crustal movements in the Canadian Cordillera.— *Canad. J. Earth Sci.*, v. 7, No. 2, 1970, p. 553—568.
- Souther J. G.* Mesozoic and Tertiary volcanism of the western Canadian Cordillera.— *Canada Earth Phys. Branch Pub.*, 1972, vol. 42, No. 3.
- Sutherland-Brown A.* Geology of the Queen Charlotte Islands.— *Brit. Columbia Dept. Mines and Petroleum Res.*, v. 54, 226, p. 1968.
- Symons D. T. A.* Paleomagnetism of the Jurassic island intrusions of Vancouver Island, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Paper* 70—63, 1971, p. 1—17.
- Symons D. T. A.* Paleomagnetic notes on the Karmutsen basalts, Vancouver Island, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Paper* 71—24, 1971, p. 11—24.
- Tipper H. W.* Revision of the Hazelton and Takla Groups of central British Columbia.— *Canada Geol. Survey Bull.* 47, 1959, 51 p.
- Tipper H. W.* Mesozoic and Cenozoic geology of the northeast part of Mount Waddington map-area, Coast District, British Columbia.— *Canada Geol. Survey Paper* 68—73, 1969, 103 p.
- Tozer E. T.* Marine Triassic faunas, in *Canada Geol. Survey Economic Geol. Rept. 1, Geology and Economic Minerals of Canada*, 1970, p. 633—640.
- Trettin H. P.* Geology of the Fraser River Valley between Lillooet and Big Bar Creek.— *Brit. Columbia Dept. Mines and Petroleum Resources Bull.* 44, 1961, 109 p.
- Wheeler J. O.* Whitehorse map-area, Yukon Territory.— *Canada Geol. Survey Mem.* 312, 1961, 156 p.
- Wheeler J. O.* Kuskawulsh, Yukon Territory.— *Canada Geol. Survey Map* 1134A, 1963.
- Wheeler J. O.* Lardeau (west half) map area British Columbia.— *Canada Geol. Survey Pap.* 68-1, pt. A, 1968, p. 56—58.
- White W. H.* Cordilleran tectonics in British Columbia.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1969, v. 43, No. 1, p. 60—100.
- Wilson J. Tuzo.* Static or mobile Earth: the current scientific revolution.— *Amer. Philos. Soc. Proc.*, 1968, v. 112, No. 5, p. 309—320.
- Wise D. U.* An outrageous hypothesis for the tectonic pattern on the North American Cordillera.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1963, v. 74, No. 3, p. 357—362.

Геологическая служба Канады

Статья поступила  
12 июня 1973 г.

УДК 551.242.51(470.4)

С. А. ШИХОВ

## ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В результате анализа геофизических данных платформенный тип земной коры Русской плиты подразделен на сводовый и депрессионные подтипы и разновидность, переходную между ними. Выделены пять главных этапов развития земной коры Русской плиты: беломорский, карельский, байкальский, герцинский, альпийский. Показано, что в формировании земной коры большую роль играли ядра древней консолидации. Они образовали своеобразный каркас консолидированной коры, в развитии которой решающую роль сыграли восходящие движения.

Региональные геологические и геофизические исследования типа ГСЗ, а также аэромагнитные и гравиметрические съемки, проведенные в течение двух последних десятилетий на востоке Русской плиты, дают достаточно объективную информацию о глубинном строении земной коры, на основании которой можно районировать территорию по особенностям строения коры (рис. 1) и осветить основные этапы ее формирования.

Некоторые важные особенности глубинного строения северо-восточной части Русской плиты были рассмотрены в работах Р. А. Гафарова (1963), А. Я. Яроша и Г. Д. Дементьевой (1968), Н. В. Неволлина (1958) и других авторов (Проворов и др., 1967; Халевин и др., 1966; Шихов и др., 1971). В частности, установлено, что структура коры в области крупных сводовых поднятий и впадин различна. Это весьма отчетливо выражено на профилях ГСЗ.

В качестве примера на рис. 2 изображены разрезы земной коры по субширтовому профилю I—I' и по субмеридиональному профилю II—II', расположенным в южной части Волго-Уральского региона. Характерно, что в области сводов Башкирского, Татарского и других мощность земной коры увеличивается до 40—42 км. Из них суммарная мощность «гранитогнейсового» и «базальтового» слоев составляет не менее 36—38 км. Поверхности кристаллического фундамента и «базальтового» слоя (граница Конрада) приподняты, тогда как поверхность М (граница Мохорвичича) опущена. В связи с этим мощность «базальтового» слоя увеличена и в среднем составляет 25—26 км; мощность же «гранитогнейсового» слоя примерно в 2 раза меньше, причем слой насыщен многочисленными интрузиями основного и ультраосновного состава (Подоба, Серова, 1962; Проворов и др., 1967).

Можно думать, что вещественный состав коры в области сводов преимущественно основной. Вследствие этого области крупных сводов отличаются высокой интенсивностью магнитного и гравитационного полей. Здесь наблюдаются характерные по своей морфологии округлые магнитные и гравитационные аномалии, которые не имеют четко выраженного простираения. Группируясь, они нередко образуют обширные мозаичные группы. Указанные особенности магнитных и гравитационных аномалий ранее были отмечены на территории Балтийского щита и характерны для древних блоков, консолидировавшихся в беломорский этап (Гафаров, 1963). В закрытых осадками районах Русской плиты, в том числе в

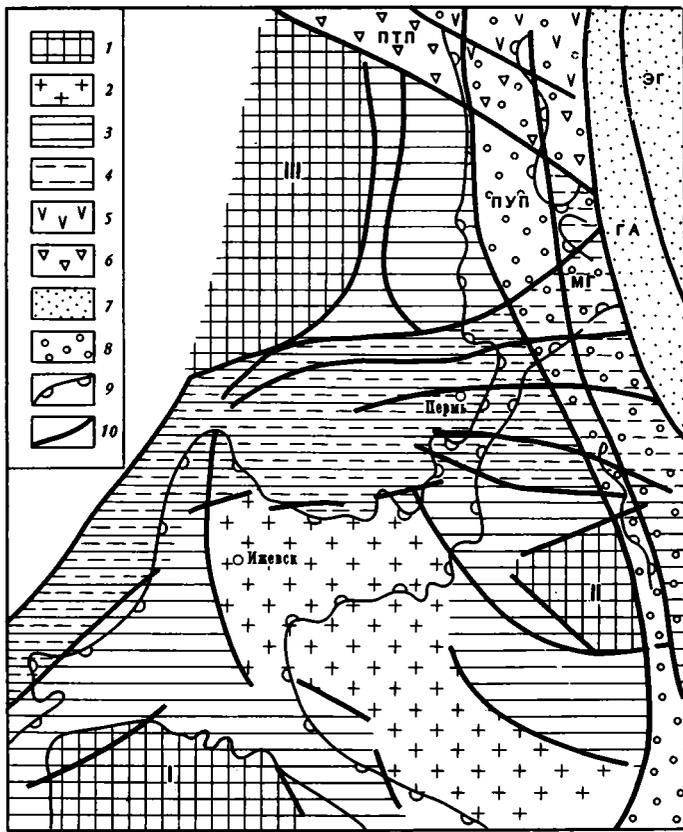


Рис. 1. Схема структуры коры северо-восточной части Русской плиты  
 ЭГ — эвгесинклиналь; ГА — геоантиклиналь; МГ — многоэсинклиналь  
 ПУП — Предуральский прогиб; ПТП — Предтима́нский прогиб.  
 Беломорские массивы: I — Татарский; II — Башкирский; III — Коми-Пермяцкий.

1 — сводовый подтип коры; 2 — депрессионный подтип; 3 — кора, характеризующаяся промежуточными чертами между сводовым и депрессионным подтипами; 4 — участки коры, сформировавшиеся под влиянием древней карельской складчатости; 5 — байкальская складчатая область; 6 — участки коры, сформировавшиеся под влиянием байкальского тектогенеза; 7 — герцинская складчатая область; 8 — участки депрессионного подтипа, сформировавшиеся под влиянием герцинского тектогенеза; 9 — контуры Камско-Кинельской системы прогибов; 10 — зоны глубинных разломов

ее северо-восточной части, подобные аномалии были использованы (Неволин, 1958; Проворов и др., 1967; Ярош, Дементьева, 1968) для выделения одинаковых по времени консолидации беломорских массивов фундамента. Это подтверждается и определением абсолютного возраста горных пород (Овчинников и др., 1964; Пронин, 1965).

Депрессионные участки по сравнению со сводовыми характеризуются уменьшенной (до 30—34 км) мощностью земной коры. При этом суммарная мощность «гранитоиднейсового» и «базальтового» слоев сокращается на 8—10 км и более, главным образом за счет возрастания мощности осадочного покрова и воздымания поверхности М. Так, например, в депрессионном блоке, расположенном между Татарским и Башкирским сводами (беломорскими массивами) (см. рис. 2), мощность осадочных

пород увеличивается до 7—8 км. Поверхности кристаллического фундамента и «базальтового» слоя здесь погружаются, тогда как поверхность Мохоровичича воздымается. Вследствие этого мощность «базальтового» слоя по сравнению с мощностью в пределах сводов сокращена и в среднем составляет 12—14 км. При этом мощность «гранитогнейсового» и «базальтового» слоев оказывается примерно одинаковой.

Одновременно интенсивность гравитационного поля в пределах депрессионных участков, например между Башкирским и Татарским сводами (беломорскими массивами), уменьшается на десятки миллигал, а магнитного на сотни гамм. В

связи с этим предполагается (Подоба, Серова, 1962; Проворов и др., 1967), что вещественный состав «гранитогнейсового» и, возможно, «базальтового» слоев в депрессионных блоках более кислый, чем в сводовых.

Закономерности, аналогичные описанным, установлены и в других районах Восточно-Европейской платформы. Так, по данным С. И. Субботина (Субботин и др., 1965) и В. Б. Соллогуба (1970), мощность земной коры в области древних беломорских массивов (Украинского щита, Воронежского свода) увеличена и составляет более 40 км, тогда как в депрессионном блоке (Днепровско-Донецкой впадине) сокращена до 32—33 км.

Ясно, что отмеченные особенности глубинного строения не являются частными. Они выражают общую закономерность, заключающуюся в том,

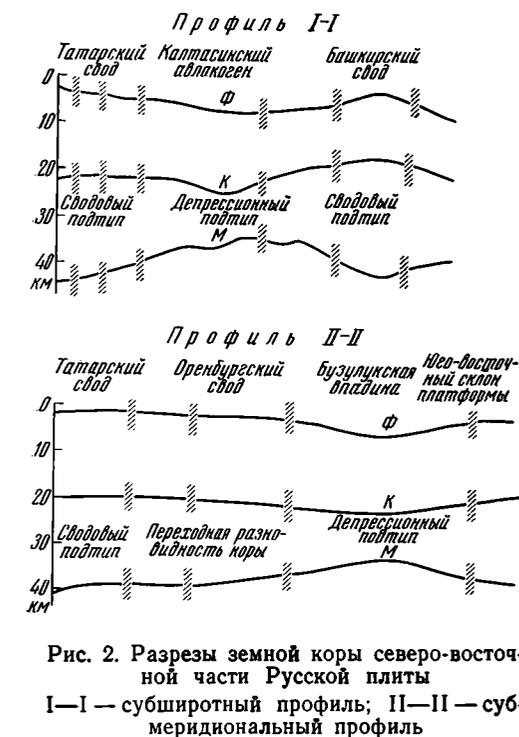


Рис. 2. Разрезы земной коры северо-восточной части Русской плиты

I—I — субширотный профиль; II—II — субмеридиональный профиль

что структура коры в сводовых и депрессионных блоках имеет существенное различие. Для первых характерно увеличение суммарной мощности коры (до 40 км и более), воздымание поверхностей «гранитогнейсового» и «базальтового» слоев, погружение границы Мохоровичича. В пределах депрессионных блоков, наоборот, поверхность фундамента и граница Конрада залегают на более низком гипсометрическом уровне, а граница Мохоровичича — на более высоком.

Указанные особенности строения земной коры сводовых и депрессионных блоков нами положены в основу при выделении сводового и депрессионного подтипов коры на северо-востоке Русской плиты.

Следует пояснить, что далеко не все своды и депрессии, обычно выделяемые в результате тектонического районирования, обладают соответствующим подтипом коры. Им обладают только сквозные структуры, выраженные во всех главных структурных этажах земной коры. Несквозные крупные структуры, в том числе некоторые своды и седловины, характеризуются промежуточными чертами строения земной коры и геофизических полей. В связи с этим целесообразно выделить переходный подтип коры.

В восточной части Восточно-Европейской платформы Оренбургский и Пермский своды имеют переходный подтип коры. В пределах этих

структур суммарная мощность коры не превышает 35—38 км, т. е. меньше, чем мощность коры сводового подтипа. Уменьшение мощности обусловлено утонением «базальтового» слоя; в структурном плане поверхности М Оренбургский и Пермский своды не отражаются, о чем свидетельствуют данные ГСЗ, а также характер региональных аномалий силы тяжести. Кроме названных структур корой переходного подтипа обладает еще ряд блоков, в том числе Косвинско-Чусовская и Чермозская седловины.

Как известно (Муратов и др., 1962; Ярош, Дементьева, 1968), земная кора Восточно-Европейской платформы сформировалась и приобрела современный облик в результате длительного развития на протяжении всей геологической истории. Поэтому было бы неправильно тому или иному подтипу коры приписывать определенный возраст. Вместе с тем очевидно и то, что из геологической истории можно выделить один или несколько этапов развития, которые сыграли решающую роль при формировании коры того или иного подтипа.

По мнению А. В. Пейве (1960), М. В. Муратова и др. (1962), решающими факторами формирования, развития и перестройки земной коры являются тектонические движения, связанные с планетарной системой разломов. В восточной части Русской плиты по масштабам и интенсивности этих движений можно выделить пять основных этапов: беломорский, карельский, байкальский, герцинский и альпийский.

Самым древним является беломорский этап, обычно с ним связывается начало консолидации коры на Восточно-Европейской платформе. Этот этап охватывает поздний архей и ранний протерозой, когда образовались так называемые беломорские массивы на Балтийском и Украинском щитах: Камский, Коми-Пермяцкий, Сысольский, Башкирский, Татарский и др. (см. рис. 1). Судя по особенностям полей магнитных и гравитационных аномалий (повышенная интенсивность, изометричная форма), можно сделать вывод, что беломорский этап характеризуется широким площадным проявлением магматизма.

В результате беломорского этапа обособились крупные глыбы земной коры с высокой жесткостью, т. е. ядра консолидации. Они составили каркас консолидированной коры. Показанные на рис. 1 беломорские массивы с корой сводового подтипа по существу можно назвать реликтами древнейших образований. Примечательно то, что сводовый подтип коры наблюдается только в области беломорских массивов. Поэтому имеются основания считать беломорский этап важнейшим в формировании коры сводового подтипа. Именно тогда возникли условия, которые предопределили дальнейшее развитие земной коры в направлении формирования сводового подтипа.

Карельский этап охватывал отрезок времени от конца раннего до конца среднего протерозоя и характеризовался интенсивным проявлением древней складчатости. Для поясов карельской складчатости характерно линейное простирание гравитационных и магнитных аномалий. Причем амплитуды этих полей (как положительных, так и отрицательных) весьма велики: гравитационных до 10—30 мгл, а магнитных до 1000 γ и более. Высокая эффективность выделения поясов карельской складчатости по гравитационным и магнитным аномалиям подтверждается данными по определению абсолютного возраста и вещественного состава пород кристаллического фундамента (Гафаров, 1963; Овчинников и др., 1964; Проворов и др., 1967).

Пояса карельской складчатости располагаются между беломорскими массивами, т. е. они разделяют древние ядра консолидации.

Наличие интенсивных линейных гравитационных и магнитных аномальных полей, значительные смещения отдельных блоков земной коры, ограниченных глубинными разломами, а также характерный вещественный состав пород кристаллического фундамента свидетельствуют о том,

что карельский этап развития сопровождался сильным магматизмом и складчатостью геосинклинального типа. Вследствие этого структура коры, особенно ее верхней части, в сопредельных районах в известной степени должна была перестроиться. В некоторых районах, расположенных на стыке беломорских массивов и карелид, в современной структуре сохранились следы такой перестройки. Так, по данным М. И. Гарань (1956) и А. А. Пронина (1965), в области Башкирского поднятия выделяется Тараташский антиклинорий. Дорифейские породы здесь объединены в тараташскую свиту. В ней выделяются два разновозрастных комплекса пород: нижний, наиболее древний, с абсолютным возрастом 3250—3300 млн. лет, представленный инъекционными гнейсами, и более молодой с абсолютным возрастом 2400 млн. лет, состоящий в основном из гнейсов, прорванных гранитами, абсолютный возраст которых 1790—1830 млн. лет. Оба комплекса сильно метаморфизованы. Первый можно сопоставить с беломорским, а второй — с карельским этапами развития. Примерно аналогичная картина наблюдается в области антиклинория Урал-Тау, где гранитогнейсовые породы, слагающие верхнюю часть древнего комплекса, подобно тараташской свите, имеют абсолютный возраст 1900—2000 млн. лет.

Карельский этап сыграл решающую роль в заложении и развитии некоторых крупных структур, таких, как Косвинско-Чусовская, Чермозская седловины, Пермский свод и Камская моноклинал. Вероятно, он был решающим и для формирования в некоторых районах переходного подтипа коры, так как указанные структуры характеризуются именно такой корой.

К концу карельского этапа геосинклинальная стадия развития коры в основном закончилась и началась платформенная стадия. Для нее характерно, что тектонические движения наиболее интенсивно проявились в геосинклинальных системах, окаймляющих платформу с востока и северо-востока. В пределах восточной окраины платформы проявились отголоски этих движений, правда, иногда весьма интенсивные.

Байкальский этап является первым платформенным этапом. Он охватывает интервал времени примерно с середины до конца протерозойской эры. В это время на северо-востоке (в пределах современного Тимана) и на востоке (в области складчатого Урала) заложились крупные миогеосинклинальные прогибы, а затем геосинклинальные системы (Пронин, 1965). Тектонические процессы, происходившие в геосинклинальных системах, влияли на формирование и развитие структуры восточной части Русской платформы. Однако характер этих движений в разных районах был разный, о чем прежде всего свидетельствует различная мощность рифейско-вендского комплекса пород.

Максимальная мощность рифейско-вендского комплекса порядка 5—6 км наблюдается в районе между Башкирским и Татарским беломорскими массивами, где выделяется так называемый Калтасинский авлакоген. Интенсивное осадконакопление здесь сопровождалось магматизмом, о чем свидетельствуют данные бурения, а также наличие магнитных аномалий субмеридионального (байкальского) простирания. На основании этих фактов некоторые исследователи склонны считать Калтасинский авлакоген недоразвитой байкальской геосинклиналью.

Выше уже отмечалось, что структура земной коры Калтасинского авлакогена и сопредельных сводовых поднятий (Татарского и Башкирского беломорских массивов) резко различна и отнесена нами соответственно к депрессионному и сводовому подтипам.

Совершенно очевидно, что образование разных подтипов коры главным образом обусловлено различным характером тектонических движений. В свою очередь они вызываются процессами, происходящими в глубинных недрах земли, в том числе в ее верхней мантии. По мнению В. В. Белоусова (1966) и других исследователей (Борисов, 1967; Мало-

вичко, 1969), в этих процессах большая роль принадлежит разуплотнению вещества мантии.

Поскольку в области крупных сводов мощность коры значительно больше, чем в области впадин, а поверхность М зеркально повторяет поверхность консолидированной коры, то на этом основании А. К. Маловичко (1969) предположил, что увеличение мощности коры в области сводов происходило главным образом за счет ее наращивания снизу. Такое явление было возможным, если в верхней мантии имелись очаги разуплотнения, из которых поступали более легкие дериваты, наращивавшие кору. Далее, в силу действия изостазии участки коры должны были подниматься. Процессы наращивания коры снизу и ее воздымания вверх должны продолжаться до тех пор, пока существуют эти очаги. Стало быть, кора в области крупных сводов сформировалась в основном за счет восходящих движений.

В этом отношении предполагаемый механизм развития коры крупных сводовых поднятий (сводовый подтип платформенной коры) во многом аналогичен развитию коры в геосинклинальных областях. Установлено (Федынский, 1962; Борисов, 1967), что в геосинклинальных зонах вещество верхней мантии находится в разуплотненном состоянии, а кора сильно разрастается главным образом за счет ее наращивания снизу и воздымания верхней части.

Механизм формирования коры в области депрессий должен быть иным. По А. К. Маловичко (1969), депрессионные участки земной коры более консервативны, тектонические движения в пределах этих участков были менее интенсивными. Такое заключение можно сделать, если предположить, что вещество мантии под депрессиями в меньшей степени подвергалось процессам разуплотнения и дифференциации. В таком случае накопление и рост мощной толщи рефейско-вендских отложений в пределах Калтасинского авлакогена, основываясь на представлении (Маловичко, 1969) о ведущей роли в развитии земной коры древнейших ядер консолидации, можно объяснить главным образом продолжительным и устойчивым воздыманием беломорских массивов, их денудацией и сносом продуктов денудации в межсводовую область. Кстати, в рифейское время денудировались не только беломорские массивы, но и карельские складчатые сооружения, ограничивающие Калтасинский авлакоген с севера.

Вполне возможно, что кора в пределах Кировско-Кажимского авлакогена тоже развивалась аналогичным образом. Этот авлакоген расположен между Сысольским и Коми-Пермяцким беломорскими массивами и выполнен довольно мощной толщей рифейско-вендских осадков.

Таким образом, в байкальский этап развития в пределах платформы наиболее интенсивные тектонические движения продолжали существовать в области древних ядер консолидации. В результате наращивания коры снизу и ее воздымания вверх кора беломорских массивов существенно увеличилась по мощности, в значительной степени приблизилась к ее современному облику. Продукты денудации, накапливавшиеся в межсводовых районах, во многом способствовали образованию рифейских впадин и депрессионному подтипу платформенной коры. В герцинский этап главным очагом тектонических напряжений и движений была геосинклиналь, существовавшая на территории современного складчатого Урала (Пушаровский, 1960; Пронин, 1965). Под влиянием отголосков этих движений продолжалось дальнейшее развитие коры, ее приближение к современному виду. Конечно, наиболее существенные изменения происходили в районах, непосредственно прилегающих к герцинской геосинклинали.

Так, кора современного Предуралья прогиба именно тогда в основном приобрела современный облик, т. е. типичные черты депрессионного подтипа: сокращенную (32—34 км) суммарную мощность, значи-

тельное увеличение (до 4—6 км) мощности осадочного покрова, погружение поверхностей кристаллического фундамента и «базальтового» слоя и воздымание поверхности Мохоровичича. Однако механизм формирования депрессионного подтипа коры в пределах Предуральяского прогиба мог быть не таким, как тот, который предположительно действовал при формировании коры Калтасинского авлакогена.

В герцинский этап развития, а именно в позднедевонское и раннекаменноугольное время, в восточной части Русской плиты сформировалась Камско-Кинельская система прогибов и связанные с ней верхнефранко-турнейские рифогенные массивы, в области которых располагаются многочисленные нефтегазоносные структуры. Как правило, рифогенные массивы образуются в пределах обособленных блоков коры, характеризующихся чертами, промежуточными между структурой крупных сводов и депрессий. Иначе говоря, рифогенные массивы располагаются в пределах участков коры, относящихся к переходному подтипу (Шихов и др., 1971). Отмеченные признаки следует отнести к разряду поисковых, и их можно использовать для выделения перспективных участков при проведении региональных геолого-геофизических работ на нефть и газ.

Механизм формирования Камско-Кинельской системы прогибов и рифогенных массивов весьма сложен и изучен недостаточно. Однако совершенно очевидно, что формирование и развитие прогибов в значительной мере связано с тектоническими движениями, проявившимися в герцинской геосинклинали. В сопредельных районах платформ проявились только отголоски этих движений. Они обусловили образование в ослабленных зонах, в области мелководья, гряды барьерных рифов, что в конечном счете привело к формированию локальных структур тектоно-седиментационного типа. Более глубоководная межрифовая зона постепенно заполнилась продуктами денудации.

В последний альпийский этап на востоке Русской платформы существовали континентальные условия, и в развитии земной коры преобладали восходящие движения, приуроченные к зонам глубинных разломов. Окончательно оформилось блоковое строение коры, закончилось формирование рельефа земной поверхности и гидрографической сети. Кора во всех своих деталях приобрела современный облик.

#### Литература

- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. «Недра», 1967.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.
- Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Урала, Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые.— Тр. XVII сессии МГК, т. 2. ГОНТИ, 1956.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры.— В кн.: Строение и развитие земной коры. «Наука», 1964.
- Маловичко А. К. Об изучении по аномалиям силы тяжести глубинного строения земной коры.— В сб.: Теоретическое обоснование и практика трансформации потенциальных геофизических полей для решения региональных геофизических задач. Изд. ВНИИГеофизика, 1969.
- Миратов М. В., Микунев М. Ф. и Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 11.
- Неволин Н. В. Основные черты строения фундамента центральных и восточных районов Русской платформы по геологическим и геофизическим данным.— Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 3.
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А. и Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала.— Докл. сов. геол., XXII сессия МГК. Проблема 3. «Наука», 1964.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геол., XXI сессии МГК. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Подоба Н. В. и Серова А. Д. Состав и строение складчатого основания восточной части Русской платформы.— Прикл. геофизика, 1962, вып. 34.
- Прокин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. «Наука», 1965.

- Прворов В. М., Новоселицкий В. М. и Шихов С. А.* К вопросу о структуре фундамента Пермского Прикамья и его связи с осадочным чехлом.— В сб.: Геология и петрография Западного Урала, Уч. зап. ПГУ, 1967, вып. 3.
- Пушаровский Ю. М.* Особенности тектонического строения и развития краевых прогибов. Докл. сов. геол., XXI сессия МГК. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Соллогуб В. Б.* Структура земной коры Украины. Геофизический сборник АН СССР. № 38, «Наукова думка», 1970.
- Субботин С. И.* и др. Глубинная структура территории Украинской ССР по геофизическим исследованиям.— Докл. сов. геол., XXII сессия МГК. Проблема 2. «Недра», 1965.
- Федынский В. В. и Ризниченко Ю. В.* Изучение земной коры.— Вестн. АН СССР, 1962, № 6.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Рыбалка В. М. и Незоленова Э. А.* О результатах ГСЗ на Свердловском профиле (Средний Урал).— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 4.
- Шихов С. А., Новоселицкий В. М., Чадаев М. С., Ветчинкин В. Э.* и др. Особенности строения и методика изучения земной коры в зоне Камско-Кинельской системы прогибов.— Тр. ВНИГНИ, Пермь, 1971, вып. 117.
- Ярош А. Я. и Дементьева Г. Д.* Внутреннее строение земной коры востока Русской платформы.— Вопросы развед. геофизики. Изд. Свердловского горн. ин-та, 1968, вып. 54.

Камское отделение ВНИГНИ  
Пермь

Статья поступила:  
10 мая 1972 г.

УДК 551.242.4(470.32)

Ю. Я. КУЗНЕЦОВ, Е. Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ, В. В. КОЗЛОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
АФРИКАНО-АРАВИЙСКОГО КОНТИНЕНТА**

На севере Африкано-Аравийского континента протягивается маргинальная (окраинная) полоса, состоящая из разнородных тектонических элементов. Они принадлежат к сопредельным частям древней платформы и складчатого пояса и сформированы на коре континентального типа. Периафриканская маргиналь резко отличается от медианной (срединной) части континента высокой мобильностью тектонического режима. Маргиналь отделена от субокеанического пояса Тетиса офиолитовым швом. Предлагаемое тектоническое районирование основывается на различиях в строении земной коры.

Вопрос о взаимоотношениях геосинклинальных поясов и окраинных частей платформ давно уже привлекает внимание геологов. В зоне сочленения этих главнейших тектонических элементов земной коры возникают сложные и разнородные структуры, образующие в целом почти непрерывные полосы вдоль края платформ. Особенно отчетливо такая полоса прослеживается вдоль северного ограничения Африкано-Аравийского континента<sup>1</sup>. Она включает горные сооружения Атласа, Киренаики, севера Синая, Леванта, Внешнего Загроса, впадин Месопотамии и дельты Нила (рисунок). Многими исследователями отмечалось своеобразие структур этой полосы, которые обособлялись в качестве «мобильного шельфа» (Саид, 1965) или даже альпийских складчатых сооружений (Kober, 1919; Krenkel, 1941; Гланжо, Марсе, 1964).

Выявление разнородных и сложно построенных тектонических элементов в краевых частях платформенных и геосинклинальных областей постепенно привело к тому, что первоначальные представления о сравнительно простом сочленении платформ и геосинклинальных поясов (шовное сочленение или краевой прогиб) существенно изменились. Еще Н. С. Шатский (1947) в окраинных частях платформ наряду с краевыми продольными прогибами отметил и «краевые поперечные системы». Позднее Е. В. Павловский (1959) выделил зоны перикратонных опусканий, имевших длительное развитие и сложное строение. Представления о краевых системах были развиты Ю. М. Пушаровским, который отнес к ним «обширные структурные образования сложного строения, располагающиеся перед фронтом складчатых зон» (1959, стр. 134). Несколькими иное понимание этому термину дали в дальнейшем Л. П. Зоненшайн, В. П. Поникаров и А. К. Уфлянд, которые писали, что «краевые системы обычно имеют форму глубоких асимметричных депрессий, приплатформенные борта которых испытали дислокацию платформенного типа, тогда как в пригеосинклинальных бортах развивалась интенсивная складчатость по существу геосинклинального типа» (1966, стр. 15). Позже проблема образования специфических структур вдоль края геосинклинальных поясов была рассмотрена Ю. М. Пушаровским (1969, 1972), который

<sup>1</sup> В отличие от географического понятия континента как части света здесь и далее под континентом понимается геоблок с корой континентального типа.

обосновал необходимость выделения особых, резонансно-тектонических структур, возникающих в краевых частях платформ вследствие индуцирования их геосинклинальным процессом.

Таким образом многие исследователи признают специфичность разнородность и сложность строения окраинных частей платформ и сильное влияние на их формирование сопредельных геосинклинальных поясов. Окраинные области платформ, а также складчатых поясов, тесно взаимосвязанные пространственно и в развитии, мы предлагаем выделять в качестве особых крупных тектонических элементов — маргиналей (от *marginalis* — краевой). Вопросы об ограничении маргиналей, о входящих в их состав отдельных структурных элементах и их номенклатуре мы рассматриваем ниже на основе анализа тектонического строения северной окраины Африки и Аравии, выделяемой под именем Периафриканской маргинали.

При анализе тектонического строения Северной Африки и Аравии авторы наряду с собственными наблюдениями использовали многочисленные опубликованные работы, в особенности результаты исследований Л. Дюбертре (1967; Dubertret, 1959, 1964), М. Дюран-Дельга (Durand-Delga, 1961, 1969; Durand-Delga a. o., 1960—1962), М. Кикена (Kieken, 1960—1962), Р. Лаффита (Laffitte, 1939), Л. Гланжо и Ж. Марсе (1964), Р. Саида (1965), Ю. Шубера и А. Фор-Мюре (1964, 1967); Choubert, Faure-Muret, (1960—1962, 1968), А. Кэра и других (Caire a. o., 1955).

Южная граница Периафриканской маргинали прослеживается почти повсеместно в виде четкой орографической и тектонической линии. Лишь на крайнем западе положение ее несколько спорно, так как здесь располагается своеобразное, сложно построенное сооружение Анти-Атласа, тектоническая природа которого определяется неоднозначно. По нашему мнению, Анти-Атлас целесообразно включить в состав маргинали, так как по своей высокой тектонической мобильности он резко отличен от смежных частей Сахарской плиты. Границу маргинали здесь следует проводить вдоль южного подножья Анти-Атласа параллельно Уэду-Дра, где, по геофизическим данным, можно предполагать наличие крупного тектонического шва. Восточнее эта граница совпадает с Южно-Атласским разломом или Сахарской флексурой и прекрасно выделяется на тектонических, геологических и геофизических картах. Она настолько контрастна, что многие исследователи были склонны относить всю расположенную севернее Атласскую горную область к альпийской геосинклинальной системе.

В пределах Тунисско-Ливийского шельфа Средиземного моря положение границы определяется пока неуверенно из-за недостатка геофизических данных для этой части акватории. Можно предполагать, что она проходит субпараллельно побережью, примерно вдоль линии, соединяющей Габес и Бенгази. На западном отрезке к северу от этой линии намечается более сложный рельеф дна, а на восточном — существенное погружение континентального склона.

К маргинали должна быть отнесена и своеобразная структура хребта Эль-Ахдар, образованная крупными, линейно вытянутыми складками, сложенными меловыми и палеогеновыми отложениями. Прямолинейность южной границы хребта Эль-Ахдар и примыкающей части Сахарской плиты — равнины Киренаики — дает все основания предполагать наличие здесь регионального разлома глубокого заложения. Восточнее прослеживается Ливийско-Синайский перикратонный прогиб, который непосредственно примыкает к Ливийскому желобу и к Левантийской котловине с корой субокеанического типа.

В состав маргинали следует включать впадину дельты Нила, складки Каиро-Суэцкого района и Северо-Синайскую зону. Все эти разнородные тектонические элементы объединяются Р. Саидом (1965) в качестве «мобильного шельфа». Далее границу можно провести вдоль рифтовой

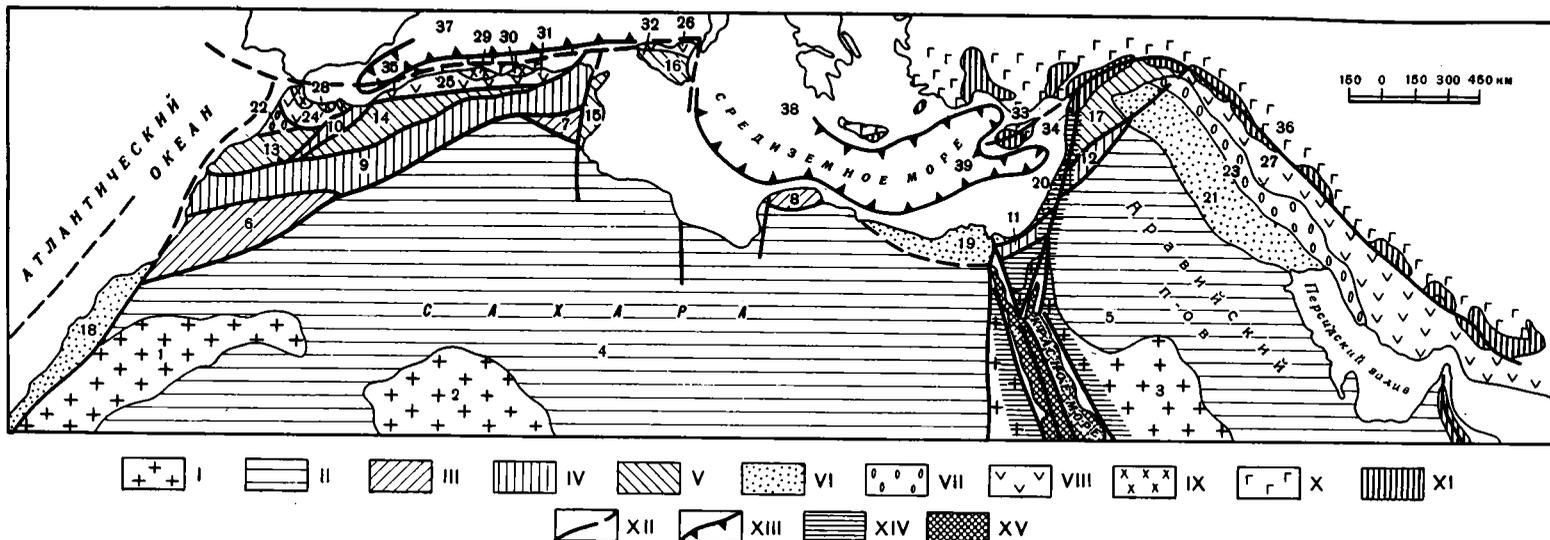


Схема основных тектонических элементов Периафриканской маргинали

Медианная часть Африкано-Аравийского континента: I — шиты и кристаллические массивы: 1 — Регибат, 2 — Ахагар, 3 — Аравийско-Нубийский; II — плиты: 4 — Сахарская, 5 — Аравийская. Маргинальная часть Африкано-Аравийского континента: III — краевые поднятия: 6 — Анти-Атлас, 7 — Неменши-Гафсы, 8 — Эль-Ахдар; IV — краевые авлакогены: 9 — Берберский, 10 — Среднеатласский, 11 — Северосинайский, 12 — Пальмирский; V — табулярные мегаблоки: 13 — Марокканская Мезета, 14 — Высокие Плато, 15 — Тунисский Сахель, 16 — Рагузская плита, 17 — Алеппско-Мардинский блок; VI — перикратонные прогибы: 18 — Мавританский, 19 — Ливийско-Синайский, 20 — Восточно-Средиземноморский, 21 — Евфратский; VII — краевые прогибы: 22 — Рарбский, 23 — Месопотамский; VIII — многоосинклинали: 24 — Рифа, 25 — Тель-Атласа, 26 — Сицилии, 27 — Внешнего Загроса; IX — выступы кристаллического основания: 28 — Себтиды, 29 — Большая Кабилия, 30 — Малая Кабилия, 31 — Эдуг, 32 — Панормиды, 33 — Троодос, 34 — Бассита. Субокеанический пояс Тетиса: X — эвгеосинклинали: 35 — Бугарунская, 36 — Внутреннего Загроса — Тавра; XI — массивы ультраосновных пород; XII — циркумконтинентальный офиолитовый шов; XIII — субокеанические впадины: 37 — Алжиро-Прованская, 38 — Центрально-Средиземноморская, 39 — Левантийская. Африкано-Аравийская рифтовая система: XIV — сводовые поднятия; XV — грабены

долины Иордана, так как к западу от нее отмечается и существенное увеличение мощности отложений и заметное усложнение структуры. Особенности структуры дали основания для выделения здесь Восточно-Средиземноморского перикратонного прогиба (Хаин, 1971).

Очень четко эта граница выражена вдоль юго-восточного подножья Пальмирид (Поникаров и др., 1964, 1969). Здесь прослежен крупный тектонический шов, к югу от которого расположено плато Сирийской пустыни с почти горизонтальным залеганием пород платформенного чехла, а к северу — сложные линейные складки Пальмирид. Многими исследователями расположенные к северу от этой линии районы в связи со сложностью их строения включались в состав альпийских сооружений. В дальнейшем эти представления были оставлены, так как был установлен несомненно платформенный характер развитых здесь отложений.

На крайнем востоке рассматриваемой территории границу маргинали следует, вероятно, проводить вдоль внешнего, юго-западного борта Евфратского перикратонного прогиба.

Ниже приводится краткая характеристика основных тектонических элементов маргинали.

*Краевые поднятия* расположены вдоль южной границы маргинали. К ним отнесены Анти-Атлас, поднятия Неменши-Гафсы и Эль-Ахдар. Несмотря на их разное строение, они занимают близкое структурное положение. От остальной части маргинали они в большинстве случаев отделены краевыми авлакогенами.

Принадлежность Анти-Атласа к маргинали подтверждается геофизическими данными. На гравиметрической карте Марокко хорошо видно, что в отличие от аномалий гравитационного поля смежной части Сахары, где аномалии имеют изометричные очертания, а само поле является слабо дифференцированным, в Анти-Атласе наблюдаются крупные отрицательные аномалии гравитационного поля, имеющие линейный характер. Эти аномалии вытянуты в направлении, совпадающем с общим простиранием структуры.

Все краевые поднятия имеют сводово-блоковое строение. Структуры более низкого порядка представлены коробчатыми складками. Вдоль их крыльев прослеживаются крупные разломы, соответствующие расколам в фундаменте. В то же время в строении краевых поднятий имеются и существенные отличия, обусловленные различной амплитудой воздымания. В Анти-Атласе, где на поверхность выведены докембрийские образования, особенно резко проявлена разрывная тектоника. Смещения по разломам часто достигают первых километров. В краевых поднятиях Неменши-Гафсы и Эль-Ахдар, где на поверхности развиты отложения мела и палеогена, крупные расколы в фундаменте получили отражение в осадочном чехле преимущественно в виде флексур или малоамплитудных разрывов.

*Краевые авлакогены* протягиваются вдоль южной границы маргинали. К ним принадлежат Берберский (охватывающий Высокий, Сахарский и Тунисский Атласы), Северо-Синайский и Пальмирский авлакогены (Сулиди-Кондратьев, 1964)<sup>1</sup>. На принадлежность указанных выше структур к авлакогенам впервые обратил внимание А. А. Богданов (1961). Эти авлакогены занимают краевое положение по отношению к стабильной части платформы, так как они закладывались вдоль швов, отделяющих маргиналь от основной части платформы.

Краевые авлакогены севера Африкано-Аравийской платформы представляют собой узкие горные сооружения, протягивающиеся на многие

---

<sup>1</sup> В соответствии с представлениями Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1961) под авлакогенами («бороздой рожденные структуры») понимаются крупные, осложненные складками прогибы в теле платформы, генетически связанные с зонами глубинных разломов.

сотни и даже первые тысячи километров при ширине 100—150 км. Они выражены системами линейных складок, которые образовались в процессе складчато-глыбовых движений на месте глубоких желобообразных прогибов в теле платформы, заполненных типично платформенными осадками. Эти отложения иногда превосходят по мощности (8—10 км) образования миогеосинклинальных прогибов в сопредельных частях Альпийско-Гималайского пояса.

Авлакогены имеют четкие ограничения в виде систем разломов глубокого заложения. При этом наиболее резко проявлен южный разлом, вдоль которого проходит граница со стабильной частью платформы. Вдоль южного ограничения развиты краевые впадины, напоминающие в миниатюре краевые прогибы складчатых областей.

Для авлакогенов характерна продольная зональность. Вдоль южной границы авлакогена, как правило, прослеживается зона узких и крутых линейных складок приразломного характера (рубцовые складки). Вытягиваясь в одну линию и кулисообразно подставляя друг друга, они фиксируют сложное строение тектонического шва. В центральной зоне обычно преобладают крупные линейные складки коробчатой формы, разделенные широкими синклиналиями. Вдоль крутых сопряжений антиклинальных и синклиналиных складок, по геофизическим данным, намечаются зоны крупных разломов, отражающих блоковое строение фундамента. Соответствующие расчеты, выполненные для Пальмирского авлакогена на основании магнитометрических и гравиметрических данных, показали, что отдельные блоки фундамента имеют ступенчатое расположение с глубиной залегания кровли от 4 до 9 км. В пределах северных зон местами отмечаются участки развития крупных брахи- или овальных в плане складок.

В развитии авлакогенов намечается несколько стадий. В стадию зарождения, обычно в самом начале платформенного этапа, когда платформы характеризуются неустойчивым тектоническим режимом, в теле их происходит заложение крупных швов, выраженных зонами глубинных разломов. Во многих случаях для этой стадии, которая может быть названа квазикратонной (Штилле, 1964), характерно проявление интенсивного магматизма основного, реже кислого, состава.

В начальную стадию образуются грабенообразные прогибы с интенсивным опусканием узких блоков земной коры. Такая тектоническая обстановка остается благоприятной для развития зон проницаемости магматических расплавов. В это время формируются вулканогенные, преимущественно наземные формации основного состава. В грабенах происходит накопление терригенных и терригенно-карбонатных формаций в основном континентального происхождения. Лишь в некоторых случаях в пределах наиболее глубоко погруженных грабенов накапливаются морские карбонатные формации.

Для средней стадии характерно дальнейшее развитие прогибов, компенсированное осадконакоплением карбонатных и терригенных, реже эвапоритовых формаций морского, лагунного, иногда континентального происхождения. Частая смена формаций и резкие изменения их мощностей по латерали свидетельствует о неравномерном опускании дна прогибов, обусловленном сложным блоковым строением, и развитии пологих конседиментационных складок.

В позднюю стадию происходят основные складкообразовательные движения и инверсия тектонического режима. Для этого времени характерно накопление лагунных и континентальных отложений, принадлежащих к эвапоритовым и ранним молассовым формациям. Эти формации накапливаются в локальных остаточных впадинах и имеют обычно сравнительно небольшую мощность. В отличие от предшествующей стадии, сильно растянутой во времени, поздняя стадия кратковременна, хотя она и приводит к основным структурным преобразованиям. В ре-

зультате тектонических движений на месте прогиба возникает внутри-платформенная складчатая зона, часто весьма сложного строения.

Заключительная стадия отличается резкими поднятиями отдельных блоков, сопровождаемыми относительными опусканиями других частей складчатой зоны, что приводит к образованию системы горных хребтов и межгорных впадин. Эта стадия характеризуется накоплением формации синорогенных поздних моласс.

*Табулярные мегаблоки* являются одним из наиболее своеобразных тектонических элементов маргинали. В связи с отсутствием для этой категории тектонических элементов общепринятого наименования в настоящее время они выделяются под разными названиями: Марокканская Мезета, Высокие Плато, Тунисский Сахель, Рагузская плита, Алеппско-Мардинский блок. Они представляют собой крупные, относительно устойчивые глыбы, которым соответствуют участки относительно поднятий с сокращенной мощностью платформенного чехла. Слагающие их осадочные породы носят обычно более мелководный характер по сравнению с прилегающими авлакогенами и в особенности миогеосинклиналями.

Перечисленные мегаблоки отделены от Африканской платформы краевыми авлакогенами. В отличие от последних для них характерны гораздо более простые структурные формы. Отдельные значительные по площади участки отличаются почти горизонтальным залеганием и слабой нарушенностью. В рельефе брахиоформные складки образуют столовые возвышенности и плато. Для этих тектонических элементов предлагается название табулярные структуры (мегаблоки), применяемое некоторыми французскими исследователями (Шубер, Фор-Мюре, 1964).

На выклиниваниях мегаблоки сильно раздроблены и осложнены многочисленными приразломными складками. Они имеют полигональные очертания в плане, так как обычно ограничены крупными разломами. Отдельные части мегаблоков могут быть смещены относительно друг друга. Сами блоки могут также занимать разное гипсометрическое положение, что определяет различную мощность платформенного чехла и возраст отложений, выведенных на поверхность.

*Перикратонные прогибы* развиты на восточном отрезке маргинали. Здесь четко выделяется Евфратский прогиб с длительным погружением и мощностью осадочного выполнения в погруженных частях более 10 км. Этот прогиб в целом следует отличать от Месопотамского краевого прогиба, который является лишь его частью. Западнее располагаются Восточно-Средиземноморский и Ливийско-Синайский перикратонные прогибы, выделенные В. Е. Хаиным (1971).

Эти прогибы имели сложное развитие. Они испытывали резкие опускания в мезозое и частично в палеогене. Позднее часть Восточно-Средиземноморского прогиба была втянута в формирование сводовых поднятий в связи с развитием Западно-Аравийской рифтовой системы. В процессе тектонической эволюции обширный Ливийско-Синайский прогиб испытал значительное сокращение. В его западной части возникло краевое поднятие Джеббель-эль-Ахдар.

*Краевые прогибы* развиты лишь на отдельных отрезках маргинали. К ним относятся Рарбский и Месопотамский прогибы. Они прилегают непосредственно к миогеосинклинальным зонам. Оба прогиба выполнены морскими и континентальными толщами неоген-четвертичного возраста мощностью в несколько километров. Интересной общей особенностью обоих прогибов является то, что они непосредственно открываются в сторону впадин с корой океанического типа — Атлантического океана и Персидского залива. Но по своему происхождению эти прогибы существенно различны. Рарбский прогиб с внешней стороны граничит с субплатформенным блоком Марокканской Мезеты. Месопотамский про-

гиб представляет собой по существу наиболее прогнутую внутреннюю часть Евфратского перикратонного прогиба.

Положение Рарбского прогиба на самом краю континента в сочетании с его крайне небольшой протяженностью вызывает вопрос, к каким прогибам его относить: к краевым или периокеаническим? Последнему предположению противоречат гравиметрические данные. Характер поля тяжести Рарбского прогиба не обнаруживает больших положительных аномалий, характерных для периокеанических прогибов, в том числе для обширного прогиба, протягивающегося вдоль северо-западного побережья Африки и Мавритании.

На ряде тектонических карт к категории краевых прогибов отнесены структуры, примыкающие с юга к Телль-Атласу. Это предположение представляется неверным, так как в состав прогиба здесь включены горы Ходна и восточное окончание Высоких Плато, не имеющие общих черт с краевыми прогибами ни по структуре, ни по характеру отложений. Здесь имеются лишь отдельные межгорные впадины. Наиболее крупная впадина Тиарет-Ходна имеет наложенный характер. Лишь на западном отрезке она протягивается вдоль шва, ограничивающего с юга миогеосинклиналь Телль-Атласа. Большая часть впадины ориентирована диагонально по отношению к разнородным тектоническим зонам.

*Миогеосинклинали* образуют прерывистую узкую полосу, в которую входят структуры Рифа, Телль-Атласа, Сицилии и Внешнего Загроса. Они примыкают с севера и северо-востока к разнородным тектоническим элементам маргинали. Зона сочленения с ними представляет собой глубокий разлом сложного строения. Местами сочленение имеет торцовый характер. Особенно отчетливо это видно на Северо-Западе Африки, где миогеосинклинали Рифа и Телль-Атласа как бы срезают примыкающие к ним структуры табулярных мегаблоков Марокканской Мезеты и Высоких Плато и авлакогенов Берберского и Среднего Атласа. Вдоль края миогеосинклиналей на отдельных отрезках сформировались краевые прогибы — Рарбский и Месопотамский.

Миогеосинклинали представляют собой крупные линейные прогибы, образованные на континентальном основании. Они выполнены карбонатными флишоидными толщами. Для миогеосинклиналей характерна сравнительно простая структура, состоящая из серий линейных, крупных складок, во многих местах осложненных чешуями, надвигами и отдельными покровами. Как правило, чешуйчатые структуры связаны с площадями развития мергелистых и гипсоносных пород. В Телль-Атласе в основании чешуй обычно залегают линзы или пластины хаотически перемешанных гипсоносных пород триаса. Это тектоническая «смазка» («мыльный слой» французских геологов) облегчает движение покровов, которое происходит повсеместно в сторону платформы.

• В миогеосинклиналях выделяются внешняя и внутренняя зоны. Во внешней зоне преобладают карбонатные флишоидные породы, тогда как во внутренней — развиты терригенный и терригенно-карбонатный флиши.

К выступам кристаллического основания примыкают краевые части внутренней зоны, отличающиеся сложным строением, которые можно называть краевыми кордильерами («известняковая гряда» или «дорсаль» французских геологов). Для этих зон характерны резко сокращенные мощности отложений, проявление локальных несогласий, развитие рифогенных или обломочных пород, являющихся преимущественно прибрежно-морскими мелководными образованиями. Резкая смена фаций в сочетании с чешуйчатым строением этих зон затрудняет расшифровку их внутреннего строения.

Особое тектоническое положение занимают своего рода перемычки между выступами кристаллического основания. К ним относятся структуры Бабора между выступами Большой и Малой Кабилии и Джебель-

Сафия между выступами Малой Кабилии и Эдуга. Для них характерно сложное тектоническое развитие с накоплением существенно карбонатных пород сравнительно мелководного облика. На отдельных стратиграфических уровнях, например в нижнем мелу, здесь развиты мощные толщи конгломератов. Большинство исследователей относит эти участки к внутренней зоне миогеосинклинали (как это показано на нашей схеме), хотя по характеру разреза и стилю тектоники они заметно отличны. Может быть более правильно включать их в состав зоны выступов кристаллического основания, рассматривая в качестве перемычек между отдельными выступами, образовавшимися в результате поперечного расчленения.

Границы между структурно-фациальными зонами в пределах Телльской миогеосинклинали носят линейный характер, что позволяет связывать их с региональными разломами глубокого заложения. В поверхностных частях они осложнены крупными чешуям и надвигами, особенно широко проявленными на участках развития флишевых комплексов.

*Выступы кристаллического основания* включают Себтиды, Кабилиды, Панормиды, Троодос, Бассита, массивы кристаллических пород Внутреннего Загроса и Омана. Они сложены метаморфическими породами позднего докембрия и раннего палеозоя. Сложная внутренняя структура этих выступов сформирована в результате байкальских и в меньшей степени каледонских движений. По характеру последующего тектонического развития наиболее крупные из этих выступов были близки к срединным массивам Альпийско-Гималайского пояса.

*Циркумконтинентальный офиолитовый шов* может быть намечен вдоль всего северного и восточного обрамления континента Африки и Аравии. Этот шов выражен цепочкой интрузий, возможно, в некоторых случаях протрузий, ультраосновных пород. Эту цепочку составляют ультрабазитовые тела Рифа, Колльской Кабилии, Троодоса, Басситы, Восточного Тэвра, Загроса и Омана.

Ультраосновные интрузии во многих местах сопровождаются глубинным офиолитовым меланжем, представляющим, по мнению А. В. Пейве (1969), тектоническую смесь в виде гигантской микробрекции пород верхней мантии и вулканогенно-осадочного слоя коры океанического типа и указывающим на принадлежность этого шва к категории мантийных разломов.

К северу и востоку от циркумконтинентального офиолитового шва расположены эвгеосинклинали Альпийско-Гималайского пояса и субокеанические впадины Средиземного моря, к югу от него — разнородные тектонические элементы Периафриканской маргинали, которые, несмотря на существенные различия их тектонической природы, на всем протяжении маргинали залегают на коре континентального типа. Следовательно, этот шов является тектонической границей первого порядка, так как он разделяет главные тектонические элементы земной коры.

Офиолитовый шов обнаруживает четкие признаки длительного развития (Поникаров и др., 1968). В раннем мезозое вдоль него произошло внедрение ультрабазитов. Одновременно к северу и востоку от шва начали формироваться эвгеосинклинали с корой океанического типа. На протяжении всего мезозоя и кайнозоя эти области имели существенно иное развитие.

Особенно четко длительность существования и стационарное положение шва видны на северном ограничении Атласской системы. Вдоль офиолитового шва, возникшего в раннем мезозое, в неогеновое время возникла островная вулканическая дуга. Она протягивается вдоль южной границы Алжиро-Прованской мелководной котловины Средиземного моря. В миоцене здесь существовала цепочка островов с интенсивным андезитовым вулканизмом.

### Характеристика основных тектонических элементов Периафриканской маргинали

Основные тектонические элементы	Протяженность, км	Ширина, км	Мощность осадочного выполнения	Основные структурные формы	Формация
Краевые поднятия	250—750	100—200	До 6	Сводово-блоковые поднятия, крупные линейные складки	Карбонатно-терригенная
Краевые авлакогены	200—2000	50—150	4—10	Крупные линейные складки	Карбонатно-терригенная
Табулярные мегаблоки	300—750	150—250	До 4	Брахискладки	Карбонатно-глинистая
Перикратонные прогибы	500—1000	200—300	5—10	Пологие брахискладки	Карбонатно-эвапоритовая
Краевые прогибы	150—1500	100—200	4—6	Крупные линейные складки	Молассоидная
Миогеосинклинали	300—2000	100—300	5—10	Линейные складки зон, чешуй, надвигов	Карбонатно-флишевая
Выступы кристаллического основания	50—150	30—70	До 2	Блоковые структуры	Молассоидная

Выходы ультрабазитов и проявления андезитового новейшего вулканизма в сочетании с переходным типом коры дают основания предполагать развитие здесь эвгеосинклинальной зоны, которую предлагается называть Бугарунской эвгеосинклиной. Она занимает такое же внешнее по отношению к офиолитовому шву — границе континентального блока — положение, как и эвгеосинклинали Тавра и Внутреннего Загроса. Но в отличие от них Бугарунская эвгеосинклиналь оказалась погруженной в своей основной части в процессе формирования субокеанической Алжиро-Прованской котловины.

Характеристика основных тектонических элементов Периафриканской маргинали и особенности их тектонического развития показаны в таблице, где за мощность осадочного выполнения принимается усредненная суммарная мощность лишь тех толщ, которые образовались, начиная со времени заложения каждого из тектонических элементов. Выполняющие их формации рассматриваются как индикаторы тектонических условий образования (Покрышкин, Козлов, Сулиди-Кондратьев, 1968).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На севере Африканского континента, включающего Аравийский субконтинент, протягивается широкая окраинная полоса, объединяющая разнородные тектонические элементы. Для этой полосы характерна высокая тектоническая мобильность, указывающая на переход от сравнительно стабильной Африканской платформы к Средиземноморскому геосинклинальному поясу. В ее пределах можно наметить последовательный ряд тектонических структур: циркумконтинентальный офиолитовый линеймент, выступы кристаллического основания, миогеосинклинали, краевые и перикратонные прогибы, табулярные мегаблоки, краевые авлакогены и краевые поднятия. Эту тектонически активную зону сложного строения авторы выделяют в качестве Периафриканской маргинали.

Развитие Периафриканской маргинали началось в байкальско-каледонский этап, когда происходило заложение и формирование Средиземноморского геосинклинального пояса (Муратов, 1969). Герцинские движения охватили лишь крайний запад этой территории. В пределах остальной, большей части маргинали в эти периоды существовала область с квазикратонным режимом и с тенденцией к прогрессирующей

стабилизации. С самого начала альпийского этапа произошло заложение и окончательное становление всех основных элементов маргинали. Этап неотектонической активизации сопровождался формированием в пределах маргинали эпиплатформенных орогенных областей (Козлов, 1967), наложенных впадин, Мароккано-Алжирской вулканической дуги. На востоке возникла Левантийско-Красноморская рифтовая система, обусловившая поперечное расчленение маргинали в связи с обособлением Аравии.

Периафриканская маргиналь имеет почти на всем протяжении четкие ограничения в виде зон разломов глубокого заложения. Она состоит из крупных геоблоков и линейных зон, развивавшихся индивидуально. В развитии маргинали проявилось несомненное влияние со стороны Средиземноморского геосинклинального пояса (явление тектонического резонанса, в понимании Ю. М. Пушаровского). Периафриканская маргиналь развита на коре континентального типа, но отличается от остальной, сравнительно стабильной части континента повышенной раздробленностью, что определило ее постоянно-мобильное тектоническое состояние на протяжении всего фанерозоя.

Маргиналь, окаймляющая с северо-запада, севера и северо-востока Африку и Аравию, не является специфической принадлежностью только Африкано-Аравийского континента. Маргинали, отличающиеся повышенной тектонической активностью, обусловленной влиянием смежных геосинклинальных поясов, и разнородностью строения, присущи и другим континентам.

Наличием в составе маргиналей разнородных по генезису тектонических образований обусловлены длительные дискуссии и несовпадение взглядов по вопросу о границах платформ. Примером может служить юго-восточная граница докембрийской Русской платформы. Неоднократные изменения представлений о ее положении (Архангельский, 1922, 1941; Яншин, 1951, 1955; Казаков, Знаменский, 1957; Вольвовский и др., 1966) хорошо известны. Новые представления по этому вопросу высказаны А. А. Бакировым, Р. И. Быковым и В. П. Гавриловым (1968). Основываясь на данных геофизики и бурения, они проводят границу Русской платформы по глубинным разломам, ограничивающим с севера Мангышлакскую и Центрально-Устюртскую зоны поднятий. В пределах Северного Устюрта, по их мнению, располагается ряд разнородных тектонических элементов, возникших в результате переработки окраины Русской платформы в каледонскую и герцинскую эпохи, т. е. с нашей точки зрения, входящих в состав маргинали.

Выделение маргинали является важным элементом тектонического районирования. По аналогии с современной структурой земной коры, где главнейшими границами раздела, обособляющими главные тектонические элементы, являются ограничения континентальных и океанических геоблоков, в пределах внутриконтинентальных складчатых поясов основными границами раздела следует считать внешние ограничения эвгеосинклинальных зон, выраженные обычно офиолитсвыми швами, проникающими глубоко в мантию Земли. При этом маргинальная часть континента, включающая миогеосинклинальные зоны, стоит ближе к платформе в связи с формированием всех ее тектонических элементов на коре континентального типа. В этом ее принципиальное отличие от эвгеосинклинальных зон, где на протяжении значительных отрезков времени кора могла иметь субокеаническое или даже океаническое строение.

При выделении главных тектонических элементов представляется наиболее целесообразным исходить из строения и развития соответствующих им типов земной коры. При таком подходе в составе Африкано-Аравийского континента следует выделять медианную (срединную) и маргинальную (окраинную) части с корой континентального типа. В отличие от медианной части в пределах Периафриканской маргинали кора

существенно дифференцирована, разделена на крупные блоки с различной мощностью и строением.

За пределами офиолитового шва, к северу от Африкано-Аравийского континента протягивается субокеанический пояс Тетиса. В настоящее время здесь существуют крупные впадины с корой субокеанического типа. Развитие альпийских эвгеосинклинальных зон с набором формаций, близких по облику к ассоциациям пород, соответствующих осадочному слою коры океанического типа, свидетельствует о том, что в прошлом здесь развивались в отдельные эпохи субокеанические впадины. Есть все основания полагать, что они были близки по строению и развитию к современным субокеаническим впадинам, хотя и занимали иное положение в пределах субокеанического пояса Тетиса.

По сравнению с принципиальными различиями в строении и развитии земной коры особенности поверхностной структуры, в частности характер складчатости (геосинклинальная или платформенная), специфика магматизма и различия в наборе формаций имеют меньшее значение и должны служить критериями для выделения тектонических элементов более низкого порядка в пределах медианной и маргинальной частей Африкано-Аравийского континента и субокеанического пояса Тетиса.

### Литература

- Архангельский А. Д.* Обзор геологического строения Европейской России, т. 1, вып. 1. Изд. Геолкома, 1922.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. ГОНТИ, 1941.
- Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П.* Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устюрта.— Сов. геология, 1968, № 2.
- Богданов А. А.* О некоторых проблемах тектоники Европы.— Вестн. МГУ, Сер. геол., 1961, № 5.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Я., Шрайбман В. И.* Тектоника Туранской плиты.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 165.
- Гланжо Л., Марсе Ж.* Альпийская складчатая система Северной Африки.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Недра», 1964.
- Дюбертре Л.* Северо-восточная Африка и Аравийский полуостров.— В сб.: Тектонические карты континентов на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1967.
- Зоненишайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К.* О структурах пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— Геотектоника, 1966, № 5.
- Казаков М. П., Знаменский В. В.* К вопросу о юго-восточном обрамлении Русской платформы.— Тр. МНИ, 1957, вып. 19.
- Козлов В. В.* История геологического развития в неоген-четвертичное время и новейшая тектоника Сирии. Автореф. канд. дис., МГУ, 1967.
- Муратов М. В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Покрышкин В. И., Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Фосфоритносные формации краевых частей платформ.— В сб.: Геологические формации, ВСЕГЕИ, Л., 1968.
- Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казмин В. Г.* Тектоника северной части Аравийской платформы.— Сов. геология, 1964, № 1.
- Поникаров В. П., Казмин В. Г., Долгинов Е. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Характер сочленения Альпийско-Гималайского складчатого пояса и Аравийской платформы. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. М., 1968.
- Поникаров В. П., Казмин В. Г., Козлов В. В., Крашенинников В. А., Михайлов И. А., Развалев А. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Уфлянд А. К., Фараджев В. А.* Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран.— Тр. НИЛЗарубежгеологии, 1969, вып. 18. Л., «Недра».
- Пушаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.
- Пушаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 234, «Наука».
- Саид Р.* Геология Египта. М., «Мир», 1965.

- Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Тектоника и история геологического развития бороздовой структуры Пальмирид (Сирия). Автореф. канд. дис., МГУ, 1964.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника, М., «Недра», 1971.
- Шатский Н. С.* О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С., Богданов А. А.* О международной тектонической карте Европы, масштаб 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4.
- Штилле Г.* Субсеквентный магматизм. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Шубер Г. А., Фор-Мюре А.* Эпиварисийская платформа Северной Африки.— В кн.: Геология Европы, М., «Недра», 1964.
- Шубер Ю. А., Фор-Мюре А.* Северо-Западная Африка.— В сб.: Тектонические карты континентов на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса, М., «Наука», 1967.
- Янишин А. Л., Взгляды А. Д. Архангельского* на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, М., 1951.
- Янишин А. Л.* О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1955, № 5.
- Caire A., Chaore P., Glangeaud L., Mattauer M.* Sur la structure d'une partie de l'Atlas tellien septentrional.— Bull. Soc. geol. France, 1955, t. V.
- Choubert G., Faure-Muret A.* L'évolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, 1960—1962, t. 1.
- Choubert G., Faure-Muret A.* Carte tectonique internationale de l'Afrique, 1/5000 000, 1968.
- Dubertret L.* La bordure orientale de la Méditerranée en tant que témoin de l'évolution des accidents de l'Est Africain. Congr. geol. intern., XX sess., Mexico, 1956, ed. 1959.
- Dubertret L.* Vue d'ensemble sur la géologie du Liban et de la Syrie.— Compt. rend. Soc. geol. France, 1964, No. 4.
- Durand-Delga M.* Esquisse structurale de l'Algérie en 1961. In: Lexique stratigraphique international, v. IV, Fasc. Ib, 1961.
- Durand-Delga M., Hottinger L., Marçais I., Mattauer M., Milliard I., Suter G.* Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, 1960—1962, t. 1.
- Durand-Delga M.* Mise au point sur la structure du nord-est de la Berberie. Publ. Serv. Carte geol. Algérie (Nlle série). n°11, Bull. n°39, 1969.
- Kieken M.* Les traits essentiels de la géologie algérienne. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, 1960—1962, t. 1.
- Kober L.* Geologische Forschungen in Vorderasien. Zur tektonik des Libanon. Das Taurusgebirge. Denkschr. Akad. Wiss. math.-naturw., Kl., 96, 1919.
- Krenkel E.* Syrabien — Z. deutsch. geol. Ges., 1941.
- Laffitte R.* Etude géologique de l'Aurès. Publ. Serv. Carte geol. Algérie, 2 ser., Bull. No. 15, 1939.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила  
1 сентября 1972 г.

УДК 551.24.031 (571.74 + 571.55)

Ю. П. БУТОВ, А. Н. ЗАНВИЛЕВИЧ, Б. А. ЛИТВИНОВСКИЙ

**ПРОБЛЕМА БАЙКАЛИД В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ  
ПО СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМУ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ**

Различные концепции байкалид Байкальской горной области исходят из верхнепротерозойского возраста развитых здесь отложений и гранитного магматизма. В последние годы в породах курбинской, витимканской и уакитской серий обнаружены обильные остатки кембрийской фауны. Доказано, что гранитоиды баргузинского интрузивного комплекса интродуцируют фаунистически охарактеризованные отложения кембрия. Новые данные свидетельствуют об отсутствии в Байкальской горной области скольконибудь существенных тектонических движений на границе докембрия и кембрия и не позволяют рассматривать регион как тектонотип байкальских складчатых сооружений.

В последние годы термины «байкалиды» и «байкальская складчатость» начали широко использоваться в качестве понятий планетарной значимости. Вслед за Н. С. Шатским байкальские движения рассматриваются как самостоятельный этап тектонической истории земной коры, предшествовавший каледонскому.

Однако практика региональных исследований выявила наличие разногласий в определении времени завершения байкальской складчатости, а также пространственных и временных соотношений байкалид с ранними каледонидами. Одной из причин появления разногласий служит дискуссионность решения этих вопросов на территории Байкальской горной области, являющейся тектонотипом байкалид. Наиболее ортодоксальная концепция байкалид развивается К. А. Клитиним, Т. Г. Павловой, Е. С. Постельниковым (1970), которые на основе анализа литературных материалов пришли к выводу о докембрийском, предвендском времени байкальской складчатости и орогенном характере вендских терригенных толщ. Е. В. Павловский (1948, 1960), В. Г. Беличенко, П. М. Хренов (1965; Беличенко, 1969) ограничивают байкальскую складчатость верхним протерозоем, а нижнепалеозойский этап развития Байкальской горной области рассматривают как раннекаледонский. Л. И. Салоп (1967), отмечая, что по времени окончания геосинклинального развития Байкальская горная область не отличается от ранних каледонид, считает, что байкальскую складчатость нужно понимать как складчатость, завершающую развитие протерозойской геосинклинальной системы.

Возникновение столь различных концепций обусловлено объективными причинами и прежде всего недостаточной изученностью региона. Новые данные по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области, собранные за последние пять-семь лет, позволяют более жестко ограничить возможные варианты решения проблемы байкалид.

Фактический материал, послуживший основой для развития идей байкалид на уровне знаний начала 60-х годов, изложен в капитальной монографии Л. И. Салопа (1964, 1967). По представлениям указанного

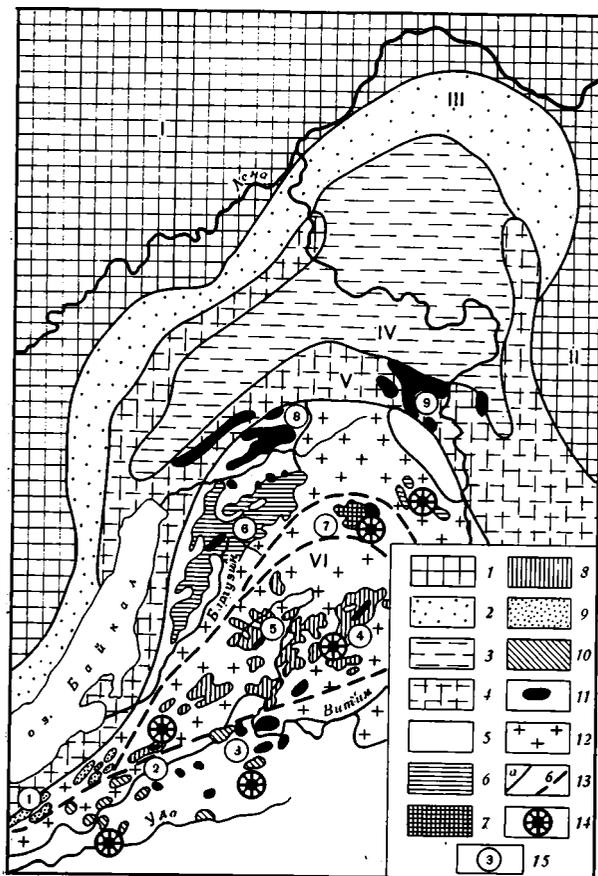


Рис. 1. Главнейшие структурные элементы байкалид в позднем протерозое и контуры распространения верхнепротерозойских и кембрийских образований в пределах Верхневитимского (позднего эвгеосинклинального) пояса по представлениям Л. И. Салопа (1964, 1967).

1 — платформы: I — Ангарская, II — Чарско-Алданская; 2 — Байкало-Патомский краевой прогиб (III); 3 — Бодайбинский внутренний прогиб (IV); 4 — области внутренних поднятий (V); 5 — Верхне-Витимский внутренний (поздний эвгеосинклинальный) пояс; 6 — 11 — отложения серий: 6 — катерской, 7 — уакитской, 8 — витимканской (икатской), 9 — селенгинской, 10 — курбинской, 11 — кембрия; 12 — гранитоиды баргузинского интрузивного комплекса (Ангаро-Витимский батолит); 13 — границы: а — структурных элементов, б — литолого-фациальных зон; 14 — участки находок остатков кембрийской фауны в верхнепротерозойских (по Л. И. Салопа) отложениях; 15 — районы, материалы по которым использованы авторами статьи при составлении схемы стратиграфии нижнепалеозойских отложений (номера на рис. соответствуют номерам колонок на рис. 3)

исследователя, на территории центральной части Байкальской горной области в верхнем протерозое располагался внутренний (эвгеосинклинальный) пояс геосинклинальной системы байкалид. Основные закономерности развития эвгеосинклинального пояса рассмотрены исходя из верхнепротерозойского возраста отложений пяти серий юга, центра и севера Бурятии: селенгинской, курбинской, икатской (витимканской), уакитской и катерской, а также гигантского гранитного батолита баргузинского интрузивного комплекса. Кембрийские отложения на этой площади, по мнению Л. И. Салопа, развиты в виде небольших изолированных участков (рис. 1).

Личные наблюдения и тщательный анализ огромного фактического материала привели Л. И. Салопа к выводу, что корреляция отложений различных серий в пределах внутреннего (эвгеосинклинального) пояса байкалид (рис. 2) проводится вполне уверенно, нередко с большой детальностью (вплоть до подсвит) (Салоп, 1967, стр. 571). «Больше всего похожи друг на друга, с одной стороны, толщи, развитые на севере внутреннего пояса в пределах Катерской и Уакитской зон, а с другой — толщи трех южных зон — Селенгинской, Икатской и Курбинской. Сходство между некоторыми из них, например, между курбинской и селенгинской сериями, настолько велико, что, возможно, в дальнейшем они будут объединены в одну серию» (1964, стр. 341). Этот принципиальный вывод находит полное подтверждение в новых данных.

В результате завершения среднемасштабного геологического картирования и детального изучения разрезов при поисково-ревизионных работах на бокситы и биостратиграфических исследованиях выявлена возможность использования в качестве единого маркирующего горизон-

		Селенгинская зона	Курбинская зона	Икатская зона	Катерская зона	Уakitская зона	Северное Прибайкалье	Средне-Витимская горная страна
Кембрий	Верхний			Иташинская св. 300 м				
	Средний							
Кембрий	Нижний							
	Нижний			Татауровская св. 500 м				
Протерозой	Верхний	Селенгинская серия			Икатская серия	Катерская серия	Уakitская серия	
Протерозой	Верхний	Селенгинская серия		Курбинская серия				
Протерозой	Верхний	Селенгинская серия		Курбинская серия				
Протерозой	Верхний	Селенгинская серия		Курбинская серия				
Протерозой	Верхний	Селенгинская серия		Курбинская серия				
Протерозой	Верхний	Селенгинская серия		Курбинская серия				

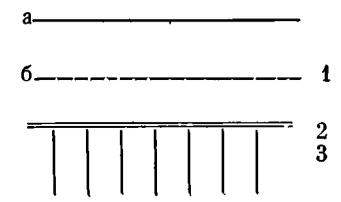


Рис. 2. Схема сопоставления осадочных серий верхнего протерозоя и кембрия внутренних районов Байкальской горной области по представлениям Л. И. Салопы (1964): 1 — нормальные стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — трансгрессионные и несогласные стратиграфические границы; 3 — продолжительные перерывы в отложениях

та отложений бурлинской (селенгинская серия), курбинской (курбинская серия), тилимской (витимканская серия) и юктоконской (уакитская серия) свит. Все эти свиты характеризуются сходным устойчивым составом (доломиты, подчиненные им известняки), однотипным строением разрезов, многочисленными, особенно в верхних частях свит, остатками водорослей и наличием на многих участках пестроцветных пород переотложенных кор глубокого химического выветривания, неизвестных на других стратиграфических уровнях (Волколаков и др., 1966; Бутов и др., 1966; Бутов, 1967<sup>1, 2</sup>, 1970). Монографическое изучение альгофлоры, проведенное М. М. Язмиром и И. К. Язмир, подтвердило правомочность корреляции по структурно-литологическим признакам. Отмечается богатство видового состава водорослей, в большинстве, по заключению И. К. Язмир, характерных для верхнего протерозоя, тогда как остальные представлены впервые описанными родами. В настоящее время нет никаких объективных критериев для отнесения карбонатных толщ маркирующего горизонта к разным свитам, и выделение последних отражает, очевидно, только разновременность и пространственную разобщенность исследований начального этапа.

Отсутствие в разрезе катерской серии аналогов юктоконской свиты (т. е. толщ маркирующего горизонта), допускавшееся Л. И. Салопом, сейчас может считаться доказанным. Однако представления о сопоставимости отложений катерской, икатской (витимканской) и уакитской серий получили дальнейшее развитие. В 1965 г. Ю. П. Бутов установил, а в 1970 г. В. П. Приходько подтвердил, что в бассейне р. Давыкши (левый приток р. Витимкана) породы икатской свиты согласно перекрыты доломитами тилимской свиты и, таким образом, являются возрастным аналогом сивоконской (суванихинской) свиты икатской (витимканской) серии (Бутов, 1970). От р. Давыкши до р. Икат-Гаргинский (стратотипическая местность икатской свиты) отложения икатской свиты слагают огромное непрерывное поле площадью несколько сот квадратных километров. Далее в северо-восточном направлении до бассейна р. Катеры (стратотипическая местность катерской серии) осадочно-метаморфические образования откартированы Н. А. Фишевым и Ю. М. Бажиным в виде цепочки различных по размерам ксенолитов, образующих единую структуру. Ксенолиты сложены одинаковыми породами, имеют сходное строение разрезов и не различаются по степени метаморфизма. Сравнение материалов Ю. М. Бажина, Н. А. Фишева и Ю. П. Бутова показало, что граница площадей развития отложений икатской и катерской серий является совершенно условной. Литологически и в значительной мере хронологически нижняя (сланцевая) подсвита икатской свиты соответствует нандондинской свите катерской серии, а верхняя (карбонатная) подсвита — баргузинской свите (Бажин и др., 1970).

Все новые и новые материалы, подтверждавшие справедливость многих построений Л. И. Салопа, сопровождались, однако, обострением дискуссии об объеме толщ верхнего протерозоя и нижнего палеозоя в центральной части Байкальской складчатой области (Беличенко, 1969; Бажин и др., 1970). Поэтому особый интерес представляют последние данные по возрастной датировке отложений, в частности новые находки органических остатков. К настоящему времени в курбинской свите одноименной серии на нескольких участках обнаружены остатки кембрийской фауны: в 1963 г. по р. Ямбую (Беличенко, 1969), в 1966 г. в бассейне р. Курбы (стратотипическая местность) и в течение ряда лет — на Заза-Холойском междуречье (М. Язмир, 1967). В 1962—1963 гг. в среднем течении р. Бамбуyki в карбонатных породах, до этого относившихся к баргузинской свите катерской серии, были установлены остатки фауны нижнего — среднего кембрия (Волколаков и др., 1964). Совсем недавно (1970) остатки нижнекембрийской фауны найдены в тилимской свите витимканской серии (Бутов, 1972<sub>1</sub>). В 1971 г. в стратотипической

местности, в бассейне р. Уакита, в юктоконской свите уакитской серии также обнаружены обильные остатки археоциат (Бутов, 1972<sub>2</sub>).

Остатки кембрийской фауны известны сейчас в отложениях трех<sup>1</sup> серий из пяти, отнесенных Л. И. Салопом к верхнему протерозою. При этом в двух сериях (курбинской и уакитской) остатки фауны найдены в стратотипических местностях. Необходимо подчеркнуть, что остатки водорослей в юктоконской свите ранее определялись как типичные для верхнего протерозоя (Скобло, Язмир, 1967; И. Язмир, 1967). Этот факт вынуждает относиться очень осторожно и к другим датировкам остатков водорослей на территории центральной части Байкальской складчатой области.

Важную роль для стратиграфии нижнего палеозоя играют данные Л. И. Салопы о наличии перерыва в осадконакоплении и углового несогласия между отложениями катерской и фаунистически охарактеризованной бирамьинской серий. При геологическом картировании эти данные в целом подтверждены, но одновременно получены некоторые принципиально новые материалы. В северной части Ангаро-Баргузинской горной страны, в бассейне р. Гопкули Ю. М. Бажин (Бажин и др., 1970) установил непосредственное соприкосновение (по разлому) отложений двух нижнепалеозойских серий — бирамьинской и анамакитской, базальные горизонты которых считались синхронными (см. рис. 2). Однако в конгломератах базальной турикской свиты бирамьинской серии в незначительном количестве обнаружена галька пород холоднинской свиты анамакитской серии. О сомнительности традиционных сопоставлений турикской и холоднинской свит как базальных толщ палеозоя Ангаро-Баргузинской горной страны и Северного Прибайкалья свидетельствует также несоизмеримость их мощностей (0,4 км и более 3 км соответственно), несмотря на отсутствие в данном случае пространственной разобщенности.

Северо-восточнее, в бассейне р. Янчуя-Ангарского, породы холоднинской свиты анамакитской серии контактируют с отложениями катерской серии. Граница между сериями выражена неотчетливо и проводится условно по степени метаморфизма пород. Постепенное возрастание метаморфизма в направлении к гранитному батолиту, занимающему правобережье Янчуя и огромную территорию к востоку, свидетельствует о плутонической, а не региональной природе метаморфизма (Бажин и др., 1970).

Приведенные данные противоречат представлениям о синхронности отложений низов анамакитской и бирамьинской серий и допускают возможность сопоставления пород холоднинской и туколамийской свит анамакитской серии не с турикской свитой бирамьинской серии, а с катерской серией в целом. По-видимому, бирамьинская серия охватывает только верхи вендского комплекса — кембрий. Необходимо подчеркнуть, что только в этом случае не возникают противоречия при сопоставлении отложений витимканской, икатской, уакитской, катерской и бирамьинской серий.

Авторы отдают себе отчет, что пока нет возможности для однозначной интерпретации новых данных, включая находки остатков кембрийской фауны. Однако даже самые осторожные исследователи согласятся с тем, что в настоящее время нет прямых доказательств верхнепротерозойского возраста осадочного комплекса, включающего породы селенгинской, курбинской, витимканской (икатской), катерской и уакитской серий. Широкое развитие отложений с остатками нижнекембрийской

---

<sup>1</sup> После находки остатков фауны по р. Бамбуйке Л. И. Салоп изменил свое мнение о принадлежности развитых там отложений к катерской серии. Учитывая удаленность данного участка от стратотипов катерской серии, мы считаем нецелесообразным настаивать на новой точке зрения Л. И. Салопы (прим. авторов).



фауны (курбинская, олдындинская, тилимская, юктоконская, бирамьинская, кооктинская и янгудская свиты) позволило использовать их как региональный маркирующий горизонт при составлении схемы стратиграфии центральной части Байкальской горной области (рис. 3).

Независимо от дальнейших корректив стратиграфических представлений формационный облик отложений вендского комплекса региона устанавливается вполне определенно уже сейчас. Наиболее типичными орогенными образованиями байкалид Л. И. Салоп (1964, 1967) и К. А. Клитин с соавторами (1970) считают мощные существенно терригенные толщи Северного Прибайкалья и Средне-Витимской горной страны. По представлениям указанных исследователей, здесь в вендское время располагалось Байкало-Витимское поднятие (рис. 1), в пределах которого осадконакопление происходило в узких межгорных впадинах типа грабен или мульды. Подчеркивается широкое распространение пород с пестроцветной окраской, кривой слоистостью; плохая сортировка обломочного материала; резкая фациальная изменчивость отложений. В последние годы при средне-крупномасштабном картировании и поисково-разведочных работах собран большой фактический материал по литологии и металлогении вендского комплекса Северного Прибайкалья. По данным Ю. М. Бажина и А. Д. Дарижапова (1970), разрез вендского комплекса — кембрия Северного Прибайкалья имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Холоднинская свита: нижняя подсвита (1600 м) — базальные конгломераты с прослоями гравелитов и песчаников (внутриформационные перерывы характерны только для этой подсвиты); средняя подсвита (2500 м) — зеленовато-серые и лиловые аркозовые песчаники с прослоями зеленовато-серых и лиловых алевролитов; верхняя подсвита (1500 м) — серые и темно-серые аркозовые песчаники с редкими прослоями гравелитов, алевролитов (иногда лиловых), известняков, редко туффигов.

2. Олдакитская свита (2170 м) — темно-серые аркозовые и субграувакковые песчаники с линзами гравелитов, алевролитов, аспидные сланцы, известняки, горизонты марганцевосных сланцев с прослоями марганцевых руд. Характерна ритмичная, местами тонкоритмичная стратификация.

3. Туколамийская свита (3800 м) — серые и темно-серые субграувакковые песчаники, алевролиты, аспидные сланцы с прослоями гравелитов, известняков, редко туффигов.

4. Кооктинская свита (2300 м) — светло- и темно-серые известняки и доломиты с горизонтами конгломератобрекчий. К верхней части свиты приурочены остатки кембрийской фауны.

Все свиты, за исключением нижней подсвиты холоднинской свиты, выдержаны по простиранию, например, рудовмещающие отложения олдакитской свиты прослежены в виде непрерывной полосы более чем на 70 км, при этом выявлено значительное количество проявлений марганцевых руд. Одно из них — Олдакитское — оказалось крупным месторождением карбонатных марганцевых руд (Бажин и др., 1968; Бажин, Дарижапов, 1970).

Особенности литологии, строения и металлогенической специализации отложений вендского комплекса Северного Прибайкалья делают невозможным их отнесение к орогенным образованиям. Иначе понятие «орогенные формации» придется трактовать в столь широком смысле, что оно потеряет всякую определенность.

Разрез отложений вендского комплекса Средне-Витимской горной страны является, как подчеркнул еще Л. И. Салоп (1967, стр. 595), трансгрессивным, а не регрессивным, как у собственно моласс. Сходство с молассовой формацией создается только благодаря широкому распространению пород с пестроцветной окраской и явными признаками аллю-

виально-озерного и лагунного генезиса. Однако, кроме Средне-Витимской горной страны и уже рассмотренной территории Северного Прибайкалья, пестроцветные отложения вендского возраста больше нигде не отмечаются. Даже в бассейне р. Бамбуйки, менее чем в 100 км южнее Средне-Витимской горной страны, пестроцветные породы в отложениях вендского комплекса полностью отсутствуют (Волколаков и др., 1964). Региональные палеогеографические реконструкции (Бутов и др., 1966) показывают, что пестроцветная окраска пород определялась особенностями палеогеографической обстановки некоторых участков седиментации, а не спецификой палеотектонического развития региона. В частности, в пределах Средне-Витимской горной страны в течение всего вендского времени находилась придельтовая часть крупной палеореки. Последняя приносила огромное количество обломочного материала, быстрое захоронение которого способствовало сохранению первично пестроцветной окраски. Но уже на коротком расстоянии отложения дельтового комплекса сменялись нормально морскими. Геохимический режим морских вод был восстановительным, поэтому при недостаточном быстром захоронении осадков окислы железа восстанавливались и первично красноцветная окраска сменялась сероцветной. С учетом изложенного можно говорить только о некоторой конвергентности формационного облика отложений вендского комплекса Средне-Витимской горной страны. Для отнесения их к орогенным образованиям нет никаких серьезных оснований.

Южнее Байкало-Витимского поднятия в вендское время, по представлениям Л. И. Салопа (1964, 1967), располагалась Верхне-Витимская остаточная геосинклиналь (Баргузино-Витимский синклиорий К. А. Клитина с соавторами, 1970). Фаунистически охарактеризованные породы здесь не были известны, за исключением локальных участков Баргузинского хребта (бирамьинская серия). Предполагалось, что на большей части указанной территории к вендскому комплексу относятся отложения санской серии и бурундинской свиты (рис. 2). Однако последние находки остатков кембрийской фауны показали, что возраст пород санской серии и бурундинской свиты моложе нижнего кембрия. Поэтому мы не будем останавливаться на обсуждении доказательств их молассоидного облика. Что касается толщ, залегающих стратиграфически ниже пород, в которых обнаружены остатки кембрийской фауны, то их принадлежность к геосинклинальным образованиям ни у кого никогда не вызывала сомнений.

Новые, принципиально новые, результаты получены при детальном изучении гранитоидов баргузинского комплекса, формирование которых, по мнению большинства исследователей региона, происходило на заключительных этапах развития байкалид. В целом подтверждены представления Л. И. Салопа (1967) о границах и составе сложенного этими гранитоидами уникального по своим размерам (120 000 км<sup>2</sup>) Ангаро-Витимского батолита (Литвиновский, Занвилевич, 1972<sub>1, 2, 3</sub>). Попытки некоторых исследователей (Дворкин-Самарский, 1965) выделить значительную часть «баргузинских» гранитов в более молодой витимканский комплекс оказались недостаточно обоснованными. Установлено, что крупные поля лейкократовых гранитов, принадлежность которых к баргузинскому комплексу оспаривалась, представляют собой вскрытые современным эрозийным срезом глубокие горизонты Ангаро-Витимского батолита на участках широкого развития процессов гранитизации кровли (Литвиновский, Занвилевич, 1972<sub>2</sub>).

В пределах батолита известны и более молодые, средне-верхнепалеозойские гранитоиды, слагающие несколько десятков относительно небольших массивов площадью до первых сотен квадратных километров. Они отчетливо интродуцируют породы баргузинского комплекса и отличаются от последних большим набором признаков (Литвиновский, Занви-

левич, 1973). Собственно Ангаро-Витимский батолит сложен автохтонными и параавтохтонными гранитоидами, подавляющая часть которых представлена очень однородными по минералогическому и химическому составу лейкократовыми биотитовыми гранитами. В периферических зонах плутона широко распространены гнейсовидные гранитоиды, образовавшиеся при гранитизации метаморфической кровли. Они, как правило, слагают удлиненные полосы северо-восточного простирания, имеющие различную протяженность — от 100—150 до 300 км при ширине до 20—30 км. Гранодиориты и адамеллиты начальной фазы внедрения, как и граниты дополнительных интрузий, образуют сравнительно небольшие массивы площадью до сотен квадратных километров и существенной роли в строении батолита не играют. Анализ всех имевшихся и вновь собранных материалов позволил установить ряд типоморфных признаков баргузинского комплекса.

Новые данные заставляют пересмотреть вопрос о времени формирования Ангаро-Витимского батолита. В настоящее время известно много мест, где гранитоиды первой и второй фаз баргузинского интрузивного комплекса прорывают отложения, содержащие остатки фауны раннего кембрия. Принадлежность магматических образований к баргузинскому комплексу доказывается на основе их геолого-петрографического и петрохимического изучения. Интрузивные контакты выявлены в низовьях р. Курбы, в бассейне р. Ямбуя (приток р. Турки), в верховьях р. Чины (район поселка Троицкого), в бассейне р. Уакит и в среднем течении р. Бамбуйки (Литвиновский, Занвилевич, 1972).

Тщательная проверка фактов, приводимых обычно в качестве обоснования позднепротерозойского времени формирования Ангаро-Витимского батолита, показала следующее.

1. Сообщения о налегании кембрийских отложений на размытую поверхность «баргузинских» гранитоидов, фигурирующие в литературе по региону (Хренов, 1957; Салоп, 1967), не подтвердились. На Икат-Витимском междуречье конгломераты бурундинской свиты интродуцированы порфиroidными гранодиоритами комплекса. В бассейне р. Горбылка-Ципиканского процессы катаклазы проявлены настолько интенсивно, что едва ли представляется возможным говорить определенно о взаимоотношениях гранитов и конгломератов бурундинской свиты.

2. Гранитоиды, присутствующие в гальке конгломератов бурундинской, точерской, олдындинской и химгильдинской свит нижнего — среднего кембрия, заметно отличаются от пород баргузинского интрузивного комплекса. Эти выводы сделаны на основании детального петрографического, петро- и геохимического изучения гранитоидной гальки, отобранной авторами на Витимском плоскогорье почти во всех известных здесь точках (бассейны рек Бурунды, Талакана, Горбылка-Ципиканского, Чины, Усоя, Кыджимита, Джилинды-Витимской, Джилиндинских озер). Несмотря на то что расстояние между крайними точками отбора достигает 180 км, состав гранитоидов из гальки характеризуется значительным однообразием, в чем убеждает просмотр около сотни шлифов. Это позволяет провести сравнение минералогического и химического состава гранитов гальки, изучавшихся в ограниченном объеме проб, с более представительной выборкой гранитов баргузинского комплекса (табл. 1, 2).

Указанные факты, на наш взгляд, вполне определенно свидетельствуют о после-нижнекембрийском времени становления Ангаро-Витимского батолита. Верхняя возрастная граница комплекса установлена по налеганию на размытую поверхность гранитоидов пестроцветных конгломератов иштаинской свиты (не древнее верхнего кембрия — нижнего ордовика). Этот контакт в 1971 г. был вскрыт горными выработками на Заза-Холойском водоразделе, в бассейне ручья Исташи (сообщение Е. Е. Зеленского).

Сопоставление гранитоидов из гальки ниже-среднекембрийских отложений с породами баргузинского интрузивного комплекса

Гранитоиды из гальки	Гранитоиды баргузинского комплекса
Абсолютно преобладают существенно плагио-оклазовые граниты	Граниты повсеместно двуполовошпатовые
Плагиоклаз-андезин № 30—32, часто деанортитизирован	Плагиоклаз-олигоклаз № 12
Микроклин-пертит метасоматический, $2V = -82^\circ$	Микроклин решетчатый непертитовый магматический, $2V = -78^\circ$
Плагиоклаз интенсивно сосюртитизирован. биотит замещен хлоритом	Эпигенетические процессы практически не проявлены

Исследования последних лет, дав весомые аргументы в пользу резко преобладания в центральной части Байкальской горной области вендско-кембрийских стратифицированных и интрузивных образований, выдвинули на повестку дня вопрос о распространенности и объеме протерозойских и архейских образований. Достаточно уверенно протерозойские породы выделяются и расчленяются сейчас только в Северном Прибайкалье и Средне-Витимской горной стране, где они имеют стратиграфические контакты с несогласно залегающими на них отложениями вендского комплекса (Салоп, 1964). Южнее, на большей части рассматриваемой территории, эта проблема является остро дискуссионной. В свете изложенных выше материалов на Витимском плоскогорье и в Восточном Прибайкалье архейскими или протерозойскими могут оказаться лишь сильно метаморфизованные породы, слагающие небольшие изолированные поля. По традиции единственным аргументом их древней датировки служат представления об исключительно интенсивном метаморфизме этих образований. Новые данные по соотношению гранитоидов баргузинского комплекса и метаморфических образований заставляют сомневаться в надежности такого критерия.

Анализ условий образования Ангаро-Витимского батолита показывает, что становление этого крупнейшего плутона происходило в условиях широкого развития процессов магматического замещения стратифицированных толщ. Постоянная и отчетливая пространственная связь метаморфических пород высоких ступеней с участками батолита, где широко проявлены процессы гранитизации кровли, закономерное уменьшение степени метаморфизма с удалением от этих участков делают вполне реальным предположение о том, что метаморфизм и гранитизация пород кровли (вплоть до полного магматического замещения) — это различные стадии единого процесса, приводившего на крайних ступенях своего развития к формированию гранитных расплавов (Литвиновский, Занвилевич, 1972). Мнение о возможном раннепалеозойском возрасте метаморфизма значительной части древних толщ региона подтверждается почти полным отсутствием в гальке кембрийских конгломератов сильно метаморфизованных пород.

Сложность и нерешенность многих проблем стратиграфии центральной части Байкальской горной области заставляют очень осторожно подходить к реконструкциям развития этой территории в допалеозойское время. Все имеющиеся построения, в том числе предложенные Л. И. Салопом (1967), вряд ли можно рассматривать иначе, как гипотетические. Поэтому утверждения о какой-либо специфике развития региона в верхнем протерозое или допалеозое в целом, на наш взгляд, требуют дополнительной аргументации.

Содержание некоторых петрогенных окислов и рассеянных элементов в гранитоидах из гальки ниже-среднекембрийских отложений и пород баргузинского комплекса

Компоненты	Гранитоиды из гальки		Гранитоиды из баргузинского комплекса	
	А	Б	1	2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,15	1,09	0,65	0,73
K <sub>2</sub> O	1,57	6,13	4,45	4,72
Na <sub>2</sub> O	4,40	2,24	3,76	3,47
Rb, з/г	9,5	13,2	107,1	—
Li, з/г	8,7	11,7	21,1	—
Be, з/г	2,0	1,4	3,5	—
Sr, з/г	622	1850	1327	—

Примечание: А — плагнограниты (8 проб); Б — плагнограниты, интенсивно калишпатизированные (2 пробы). Баргузинский комплекс: 1—граниты главной фазы (235 силикатных и 86 геохимических анализов); 2—граниты дополнительных интрузий (31 силикатный анализ).

Многие из новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области, в частности возможность находок остатков кембрийской фауны в отложениях курбинской, витимканской и уакитской серий, раннепалеозойский возраст баргузинского интрузивного комплекса давно предсказывались сторонниками идеи байкальских каледонид (Беличенко, Хренов, 1965; Беличенко, 1969; Волколаков и др., 1966; Бутов, 1967; Бажин и др., 1970). Конечно, до окончательного решения различных частных вопросов геологии Байкальской горной области еще далеко, и во избежание излишней дискуссии представляется целесообразным сформулировать только следующий основной вывод.

При разработке концепции байкалид изученность центральной части Байкальской горной области (около 50% территории тектонотипа байкалид) оставляла желать лучшего. Различные варианты гипотезы о байкалидах основываются на представлениях о верхнепротерозойском возрасте развитых здесь отложений селенгинской, курбинской, икатской (витимканской), катерской и уакитской серий, а также гигантского гранитного батолита баргузинского интрузивного комплекса. В последние годы в породах курбинской, витимканской и уакитской серий обнаружены обильные остатки кембрийской фауны, доказан раннепалеозойский возраст баргузинского интрузивного комплекса. Новые данные свидетельствуют об отсутствии в Байкальской горной области сколько-нибудь существенных тектонических движений на границе докембрия и кембрия и, следовательно, об отсутствии в рассматриваемом регионе тектоно-типа байкалид складчатых сооружений данного возраста.

#### Литература

- Бажин Ю. М., Дарижапов А. Д., Сорокин В. А. О марганценосности нижнепалеозойских отложений Северо-Байкальского нагорья.— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 1.
- Бажин Ю. М., Бутов Ю. П., Дарижапов А. Д. К вопросу об объеме нижнего палеозоя Западного Забайкалья.— В сб.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Зап. Забайкальского фил. Всес. геогр. о-ва СССР, вып. 7, ч. 1. Чита, 1970.
- Бажин Ю. М., Дарижапов А. Д. Марганценосные нижнепалеозойские отложения Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Рудоносность и структуры рудных месторождений БурАССР. Тр. Бурятского фил. АН СССР. Сер. геол., Улан-Удэ, 1970, вып. 2 (10).
- Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах.— Изв. АН СССР, Сер. геол. 1965, № 11.

- Бутов Ю. П.* К описанию стратотипов витимканской серии верхнего протерозоя — нижнего палеозоя — Матер. по геол. и полезным ископаемым БурАССР, вып. XI. Улан-Удэ, 1967.
- Бутов Ю. П.* Горизонты переотложенных кор химического выветривания в позднедокембрийских — кембрийских карбонатных толщах Витимского плоскогорья. — Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1967<sub>2</sub>, вып. 66.
- Бутов Ю. П.* К вопросу об особенностях байкальского и каледонского тектонических этапов развития Саяно-Байкальского нагорья (в пределах БурАССР) — Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию Бургеолуправления. Улан-Удэ, 1967<sub>3</sub>.
- Бутов Ю. П.* Рудоносность нижнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций северо-западной части Витимского плоскогорья. — В кн.: Рудоносность и структуры рудных месторождений БурАССР. Тр. Бурятского фил. АН СССР. Сер. геол., Улан-Удэ, 1970, вып. 2 (10).
- Бутов Ю. П.* Находка кембрийской фауны в центральной части Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье). — Докл. АН СССР, 1972<sub>1</sub>, т. 204, № 2.
- Бутов Ю. П.* Находка кембрийской фауны в центральной части Южно-Муйского хребта (Западное Забайкалье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972<sub>2</sub>, № 11.
- Бутов Ю. П., Волколаков Ф. К., Ивойлов Ю. А.* Палеогеография территории БурАССР в кембрии. — Тр. БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол., Улан-Удэ, 1966, вып. 21.
- Волколаков Ф. К., Давыдов В. И., Кибанов Г. А., Язмир М. М.* Новые местонахождения фауны и флоры кембрия в бассейне р. Бамбуйки (Западное Забайкалье). — Геол. и геофизика, 1964, № 8.
- Волколаков Ф. К., Бутов Ю. П., Ивойлов Ю. А., Приходько В. П., Хлыстов П. А.* Основные условия формирования нижнекембрийских отложений Бурятии и их бокситоносность. — Матер. по геол. и полезным ископаемым БурАССР, Улан-Удэ, 1966, вып. X.
- Дворкин-Самарский В. А.* Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1965.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* Байкалиды юго-востока Сибири. — Тр. Геол. ин-та, АН СССР, 1970, вып. 219.
- Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* Новые данные об Ангаро-Витимском батолите (Западное Забайкалье). — Докл. АН СССР, 1972<sub>1</sub>, т. 203, № 3.
- Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* К проблеме баргузинского и витимканского интрузивных комплексов (Западное Забайкалье). — Сб.: Палеозойский магматизм Саяно-Байкальской складчатой области. Тр. Бурятского фил. СО АН СССР, Улан-Удэ, 1972<sub>2</sub>.
- Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* К вопросу о возрасте и природе регионального метаморфизма древних толщ востока Бурятии. — Матер. по геол. и полезным ископаемым БурАССР, вып. XVI, Улан-Удэ, 1972<sub>3</sub>.
- Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н., Рейф Л. И.* К вопросу о возрасте Ангаро-Витимского батолита (Западное Забайкалье). — В сб.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, Чита, 1971, вып. 8.
- Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* О петротипах витимканского интрузивного комплекса. — Матер. по геол. и полезным ископаемым БурАССР, Улан-Удэ, 1973, вып. XV.
- Павловский Е. В.* Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1948, вып. 99, сер. геол. (№ 31).
- Павловский Е. В.* Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. — Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. 1. М., «Недра», 1964.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. 2. М., «Недра», 1967.
- Скобло В. М., Язмир М. М.* Биостратиграфические исследования в БГУ. — Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию Бургеолуправления, Улан-Удэ, 1967.
- Хренов П. М.* Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы их металлогении. — Матер. по изучению производительных сил БурАССР, вып. 3, Улан-Удэ, 1957.
- Язмир И. К.* Ископаемые водоросли верхнего протерозоя и палеозоя Бурятии и их значение для стратиграфии и палеогеографии. — Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию Бургеолуправления, Улан-Удэ, 1967.
- Язмир М. М.* Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии. — Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию Бургеолуправления, Улан-Удэ, 1967.

УДК 551.24 : 551.22 : 552.322 (574.23)

О. М. РОЗЕН, О. Д. ИВАНОВ, С. М. КРАМАРЕНКО

## ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ В СРЕДИННЫХ МАССИВАХ (на примере Кокчетавского массива)

Приведена детальная геологическая, петрологическая, геофизическая и радиогеохронологическая характеристика гранитоидов и окружающих их метаморфических пород. Показано, что гранитоиды возникли за счет преобразования древнего метаморфического комплекса в результате длительного, направленного процесса, начавшегося с образования гнейсово-мигматитовых куполов около 1,4 млрд. лет назад, протекавшего унаследованно в течение ряда этапов и закончившегося выплавлением аляскитов 0,3 млрд. лет назад. Эти данные наряду с приведенными сопоставлениями позволяют предполагать, что автохтонное, длительное и унаследованное гранитообразование, синхронное на последних этапах с определенными стадиями развития окружающих геосинклиналей, является характерной особенностью срединных массивов этого типа.

В проблеме срединных массивов (Яншин, 1965) ключевое положение занимает вопрос о характере магматизма. Одно из наиболее отчетливых определений срединного массива предполагает, что срединные массивы — эти «глыбы древней предшествовавшей складчатости» — не затронуты магматическими интрузиями, сопровождающими определенные этапы развития окаймляющих геосинклиналей (Шатский, Богданов, 1957, стр. 19). В то же время ряд подобных структур, имеющих отчетливо блоковый, чужеродный (по отношению к геосинклинали) характер, оказывается в той или иной мере затронутым гранитным магматизмом геосинклинального этапа. Подобные массивы по этому признаку не могут быть отнесены к категории собственно срединных и нередко рассматриваются как антиклинории.

Современное понимание проблемы возникновения автохтонных кислых расплавов позволяет вскрыть неоднозначное толкование поставленного вопроса. В данной работе предпринята попытка показать на примере Кокчетавского докембрийского массива (и некоторых других), что рассматриваемый гранитоидный магматизм связан с развитием окаймляющей геосинклинали только по времени своего проявления, тогда как по источнику вещества, формам проявления и структурной унаследованности он является прямым продолжением процессов гранитообразования, протекавших в докембрии, задолго до формирования срединного массива как такового. Можно предполагать, что повторная мобилизация гранитоидов является диагностической особенностью срединных массивов определенного типа.

Возникновение гранитного расплава из глинистых пород близкого состава, экспериментально доказанное Х. Винклером (Менерт, 1963), наряду с концепцией П. Эскола о гранитогнейсовых куполах и гранитном диапиризме в ее более поздних модификациях (Wegmann, 1930; Esckola, 1948; Kranck; 1957; Каляев, 1970; Салоп, 1971) и эмпирические данные по моделированию купольных структур (Ramberg, 1967; Сычева-Михайлова, 1970) могут, по-видимому, составить сейчас основу взаимоувязанных представлений о возникновении, эволюции и стабилизации автохтонных гранитоидов. Несмотря на обширный круг исследований, посвящен-

ных этому вопросу, остается геологически и геохимически неисследованной временная и пространственная связь гнейсово-мигматитовых куполов с тем, что принято называть собственно гранитными «массивами», «интрузиями», или «батолитами», хотя в принципе подобная связь представляется вполне реальной (Кузнецов, 1964, 1966; Летников, 1972).

Следует признать маловероятной возможность образования крупных однородных тел гранитоидов («батолитов») путем эвтектических выплавок. Этот механизм скорее объясняет возникновение пестрых по составу мигматитовых и т. п. полей, специально изученных К. Р. Менертом (1971). Для объяснения причин гомогенизации возникающих пород выдвигается предположение о «фронте магмаобразования» и последовательных, разделенных во времени «пульсациях» или повторениях этого процесса, в результате которых более молодые гранитоиды формируются внутри более древних (Кузнецов, 1966), а оценки баланса вещества приводят к выводу о необходимости «привноса» с более глубоких уровней компонентов, в целом соответствующих составу «трансмагматических растворов» по Д. С. Коржинскому (Серых, Розен, 1969).

Эродированные области древних кристаллических комплексов, где гранитоиды развиты наиболее широко, представляют в рассматриваемом отношении наиболее благоприятный объект. Как показано А. В. Сидоренко (1963), значительную часть этих регионов составляют седиментогенные породы, поэтому исследование должно обнаружить наиболее яркие черты процесса гранитообразования. Именно в этих областях можно наблюдать, по образному выражению Ю. А. Кузнецова (1964, стр. 78), «законсервированные магматические очаги». Для изучения повторных пульсаций гранитообразования, очевидно, наиболее благоприятны древние блоки сиалической гранитной коры, заключенные внутри подвижных зон фанерозоя, поскольку именно здесь мы скорее всего можем ожидать возобновления необходимых физико-химических условий гранитообразования в связи с процессами, протекавшими в окружающих эти древние блоки геосинклиналях, и относящимися, возможно, к категории активизации (Щеглов, 1971). В качестве такого объекта в данной работе рассматривается Кокчетавский докембрийский массив.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кокчетавский массив является крупным блоком докембрия среди каледонид Центрального Казахстана. С запада, востока и юга он обрамлен каледонскими синклиниями, а на севере полого погружается под мезозойские и кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты. Доступная для непосредственного исследования часть достигает по широте 300 км, а по долготе — более 200 км. Специальные исследования позволяют установить, что в период формирования окружающих каледонских геосинклиналей массив сохранял неизменную тенденцию к обособлению от сопряженных с ним складчатых сооружений по системе долгоживущих, систематически обновлявшихся расколов, которые отделяли его от конседиментационных каледонских прогибов (Бабичев и др., 1968) и для которых он являлся областью размыва. Пликативные дислокации этой эпохи проявились в пределах массива в форме зон разломов и не привели к существенной перестройке плана складчатых деформаций самого массива, которые сохранились с докембрия.

По своему строению Кокчетавский массив представляется гетерогенным и разновозрастным. В его пределах выделяются: 1) древнее дорифейское ядро, главным элементом в строении которого является зерендинская серия глубоко метаморфизованных пород, распространенная в центральной части массива; 2) нижне- и среднерифейские синклинии на западе и востоке массива, сложенные вулканогенно-осадочными слабо метаморфизованными отложениями нижне-среднерифейской ефимовской

серии; и 3) существенно осадочные отложения верхнерифейской боровской серии, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, которые перекрывают значительные площади древнего ядра массива. Появление массива как самостоятельной структуры относится по времени к началу заложения каледонской геосинклинали (Розен, 1971).

Сопоставление результатов гравиметрических данных с результатами глубинного сейсмического зондирования (Антоненко, Попов, 1962) позволяет установить, что в пределах массива глубина залегания поверхности

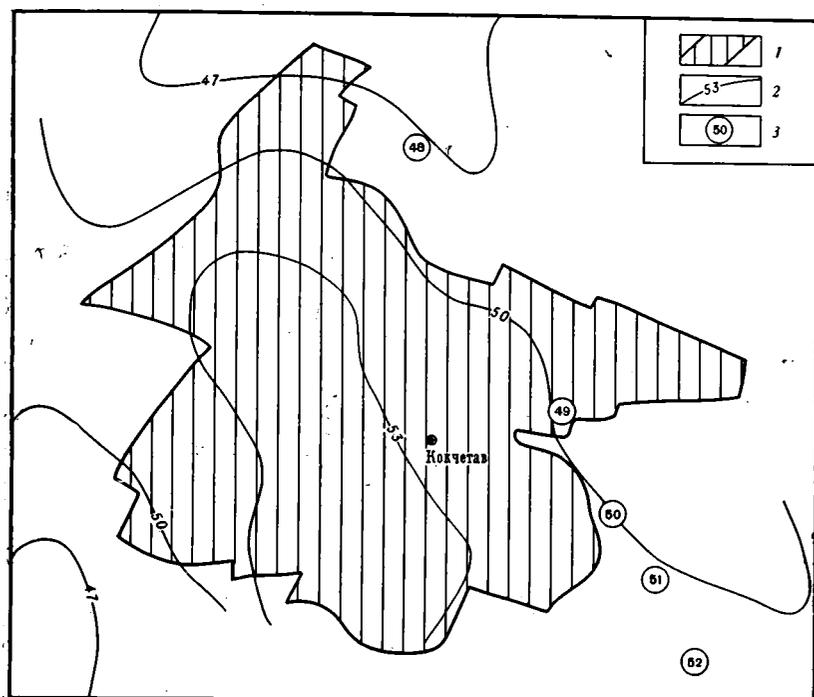


Рис. 1. Схема рельефа поверхности Мохоровичича в районе Кокчетавского докембрийского массива.

1 — контуры Кокчетавского массива по геолого-геофизическим данным; 2 — изоглубины поверхности Мохоровичича по геофизическим данным (глубинное сейсмозондирование и гравиметрия); 3 — точки, где глубина до поверхности Мохоровичича определена по данным глубинных сейсмозондирований

Мохоровичича, устанавливаемая по граничным скоростям преломления волн  $V_r = 8,25 - 8,4$  км/сек (Кузьмин и др., 1969), увеличивается по сравнению с окружающими каледонскими синклиниями и достигает 50—53 км (рис. 1)<sup>1</sup>. Земная кора подразделяется субгоризонтальными поверхностями на три основных слоя, различающихся между собой по физическим свойствам — «гранитный»<sup>2</sup> ( $\sigma = 2,67 - 2,70$  г/см<sup>3</sup>), включающий метаморфизованные породы и собственно гранитоиды, «диоритовый» ( $\sigma = 2,80$  г/см<sup>3</sup>) и базальтовый ( $\sigma = 2,90 - 2,95$  г/см<sup>3</sup>) Гольдшмидт и др., 1969; Иванов и др., 1969). При глубинных сейсмозондированиях граница Конрада (граничная скорость 6,9—7,0 км/сек, — Кузьмин и др., 1969) была зафиксирована уверенно на весьма небольших отрезках, но

<sup>1</sup> Существующее мнение об «исчезновении» этой сейсмической границы вблизи Кокчетавского массива обусловлено неблагоприятными условиями отражений на участке профиля ГСЗ, который проходит непосредственно вдоль глубинного разлома, определяющего восточную границу Кокчетавского массива.

<sup>2</sup> Названия условные и отражают лишь сходные с подобными породами физические свойства слоев.

ее удается проследить по сопоставлению с результатами интерпретации гравитационных минимумов над наиболее крупными гранитоидными массивами. Мощность базальтового слоя оценивается цифрой 35 км при глубине залегания верхней границы 16—20 км, диоритового — 10 км или 8—12 км соответственно по Гольдшмидту и др. (1969) или Иванову и др. (1966, 1969). Большая мощность земной коры, и в частности базальтового слоя, сближает массив с некоторыми типами древних щитов.

В пределах выступов древнего, вероятно, раннедокембрийского фундамента (зерендинская серия, по Е. Д. Шлыгину, 1960) локализуются плутоны гранитоидов, занимающие около 65% площади, наиболее крупным из которых является Зерендинский (Розен, Серых, 1969).

Зерендинская серия представляет собой слоистую седиментогенную толщу, сложенную главным образом первично глинистыми дистено-силлиманито-гранато-слюдяно-кварцевыми сланцами, образующими пачки

Сопоставление среднего химического состава зерендинской серии (кристаллические сланцы) и Зерендинского массива (гранитоиды)

Оксиды	Зерендинская серия	Зерендинский массив	Оксиды	Зерендинская серия	Зерендинский массив
SiO <sub>2</sub>	64,45	68,95	MgO	2,45	0,90
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,51	CaO	3,37	2,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	14,56	Na <sub>2</sub> O	1,24	3,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	1,53	K <sub>2</sub> O	3,51	4,46
FeO	4,42	2,20	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,16
MnO	0,12	0,15	П. п. п.	2,19	0,33

Примечание. Средние вычислены как средневзвешенные. Весами для отдельных типов пород служат: в зерендинской серии — показатели объема, представляющие произведение площади выходов свиты на среднюю мощность данного типа пород в свите, в Зерендинском массиве — площади выходов пород отдельных фаз. Среднее для зерендинской серии вычислено из 199 анализов, для Зерендинского массива — из 88 анализов.

мощностью в десятки и сотни метров (доля сланцев от общей мощности серии составляет 49,6%), гнейсами (26,8%), которые разделены прослоями мраморов (4,5%), плагиоклазово-диопсидовых пород (4,6%), эклогитов (6,6%) и образованных по ним амфиболитов (5,2%), а также кварцитов (2,7%), мощность которых не превышает 100—200 м, обычно же составляет первые десятки метров. Ассоциация тех или иных прослоев позволяют расчленить разрез снизу вверх на свиты: берлыкскую, жолдыбайскую, даулетскую, узянскую. Общая мощность серии более 9000 м.

Степень метаморфизма большей части пород отвечает амфиболитовой фации (Трусова, 1956). В виде реликтов присутствуют породы гранулитовой (Розен, 1966) и эклогитовой фации (Абдулкабирова, 1949; Трусова, 1956). Разнообразные порфиробластические полосчатые и массивные гнейсы (от аляскитового до гранодиоритового состава), слагающие отдельные участки среди слюдяных сланцев и связанные с ними постепенными переходами через фельдшпатизированные породы, образовались в результате гранитизации.

Гранитные плутоны имеют округлую в плане форму и сложены главным образом разновозрастными гранитоидами зерендинского комплекса (Серых, Розен, 1969; Серых, Яценко, 1963) со следующей последовательностью образования: диориты, гранодиориты и кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты; и балкашинского комплекса, состоящего из лейкократовых гранитов и аляскитов.

Различные комплексы гранитоидов имеют интрузивные секущие контакты с ордовикскими и девонскими отложениями. Здесь наблюдаются контактовые изменения — ороговивание различных пород и новообразования порфиробластов калиевого полевого шпата в эффузивах девона. Вместе с тем в породах зерендинской серии подобные изменения не уста-

навливаются. В этих случаях гранитоиды интрузивного облика и различные метаморфические породы связаны взаимоотношениями, характерными для типичных процессов гранитизации. В пределах Зерендинского массива переходная зона представлена в различной мере гранитизированными породами (Серых, Яценко, 1963). Среди гранитоидов широко распространены разновидности, существенно измененные щелочным метасоматозом, связанным как с процессом формирования алякитовой магмы на глубине, так и с последующим ее внедрением (балкашинский комплекс — Розен, Серых, 1969; Серых и др., 1968, Серых, Яценко, 1963). Связь между формированием гранитоидов и изменением метаморфических пород отчетливо выявляется также по степени потери последними радиогенного аргона, свидетельствующей об изменениях теплового потока в регионе (Розен и др., 1966).

Сопоставление химического состава гранитоидов (в целом) и метаморфических пород зерендинской серии (в целом) с учетом объемных соотношений отдельных разновидностей пород и статистических параметров распределения (Серых, Розен, 1969) показывает, что они близки между собой, т. е. основная масса вещества оставалась при гранитообразовании на месте (таблица). Достоверные (математически значимые) различия устанавливаются только для  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (содержание этих окислов увеличивается и для щелочей, в среднем увеличение составляет 1,8 раза, т. е. эти компоненты привносились при гранитообразовании) и  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  (компоненты выноса, уменьшение в среднем в 1,8 раза, максимум для  $\text{MgO}$  — 2,73).

В соответствии с задачами данной работы необходимо рассмотреть альтернативу: либо процесс шел в изообъемных условиях, либо объем увеличивался.

В первом случае (вынос в алюмосиликатную породу кровли  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  в сумме 4,55%, при высоте столба, равной мощности гранитного слоя, — 8 км, средневзвешенной плотности исходных метаморфических пород — 2,74 и конечной существенно диопсидовой породы — 3,3) мощность «диопсидового» слоя должна составить около 650 м, а с учетом образования анортита, этот слой должен иметь мощность около 1 км и быть распространенным по всей площади рассматриваемых плутонов, т. е. более чем 10 000 км<sup>2</sup>. Очевидно, что это мало вероятно, поскольку все геологически картируемые породы учтены в расчетах, а в более молодых отложениях галька основных пород представляет исключительную редкость. Состав же этих отложений свидетельствует о размыве кислых пород — галька гранитоидов и мощные толщи кварцевых песчаников в верхнем докембрии (Розен, 1971). Вместе с тем реальный вынос  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  фиксируется в экзоконтактных проявлениях магнезиального скарнирования и метасоматоза, известкового скарнирования и связанных с ними проявлений магнетитовой и борной минерализации, которые по возрасту весьма близки к эпохам гранитизации (Розен и др., 1966; Лисицын, Пантелеев, 1970). Однако масштабы этих проявлений настолько невелики, что они не могут быть учтены при проведенных расчетах.

Если допустить, что эффект выноса полностью компенсировался увеличением объема (путем увеличения высоты купола как цилиндра), то следует принять во внимание, что гранитоиды локализируются в пределах нижней половины разреза зерендинской серии и тогда исходная мощность наблюдаемой части плутона определяется в 4,5 км, а конечная — 8 км. Это составляет увеличение объема примерно в 1,8 раза и в целом близко к тому, которое может быть рассчитано на основании формулы<sup>1</sup>

$${}^1 V_k = \frac{V_0 d_0 K_0 t}{d_k K_k t}, \text{ где } V_k \text{ и } V_0 \text{ — соответственно конечный и начальный объемы,}$$

$d_k$  и  $d_0$  — объемные веса конечной и исходной горных пород,  $K_k t$  и  $K_0 t$  — содержания устойчивых компонентов в конечных и исходных горных породах.

И. Ф. Романовича (Розен и др., 1969) по величине усредненного уменьшения концентрации FeO, MgO, CaO в предположении о «разжижении» атомов этих элементов в увеличивающемся объеме породы. Однако в подобных расчетах, во-первых, не удается достоверно определить, какой именно элемент остался неизменным (Irwing, 1911, Poldervaart, 1953) и, во-вторых, в нашем случае необходима достаточно жесткая пропорциональность в содержаниях элементов начальной и конечной пород. В частности, при этом пути расчета увеличения объема должен происходить неощутимый по анализам, но достаточно существенный привнос других элементов. По-видимому, в природных процессах увеличение объема может быть обусловлено совокупностью ряда других взаимосвязанных причин, в частности уменьшения удельного веса (даже при изохимических превращениях), неравенства атомных и молекулярных объемов конечной и исходной породы (Perrin, Roubault, 1946; Рудник, 1967), изменением полной плотности (разуплотнение, Жданов, 1966), увеличением пористости, имеющем место при гранитизации (Рудник, 1967), уменьшением степени упорядоченности кристаллических решеток минералов и др. Соглашаясь с А. Полдервартом (Poldervaart, 1953), что рассматриваемый вопрос наилучшим образом решается полевыми наблюдениями, мы должны отметить, что в целом изложенный материал с высокой степенью вероятности свидетельствует о существенном увеличении объема.

### ГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ МАССИВА

Рассматривая строение древнего ядра массива необходимо отметить, что конфигурация площадей развития свит зерендинской серии в плане достаточно проста. По данным картирования устанавливается, что основ-

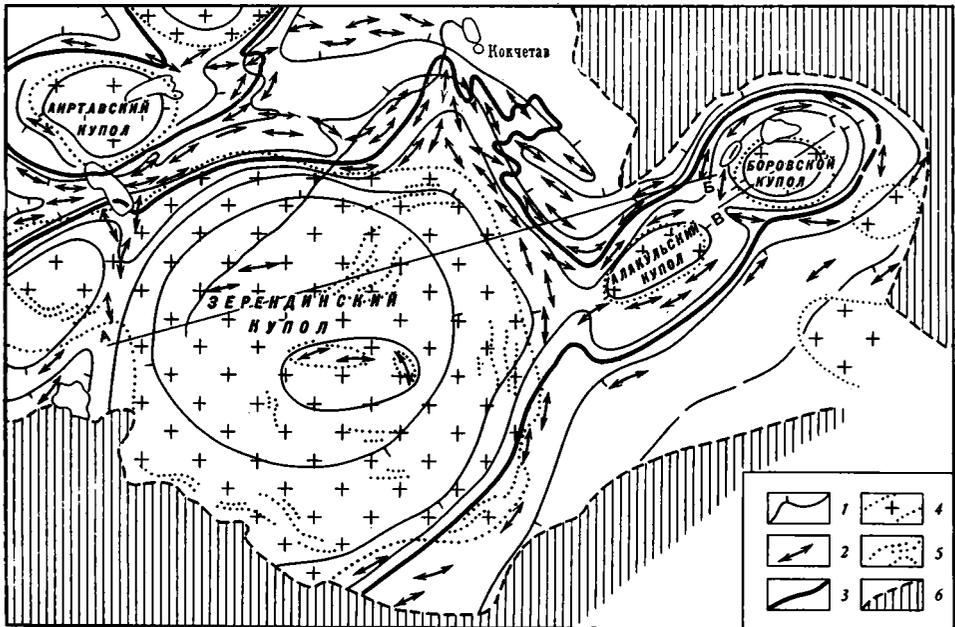


Рис. 2. Структура древнего ядра Кокчетавского докембрийского массива. 1 — условные стратонизогипсы в отложениях раннего докембрия (приблизительно соответствуют уровню средней части разреза берлыкской свиты); бергштрихи направлены в сторону общего погружения толщ; 2 — простирание складок в породах раннего докембрия; 3 — кровля берлыкской свиты в современном эрозионном срезе (реконструкция по отдельным фрагментам); 4 — гранитоиды; 5 — простирания линейной и плоскостной ориентировки минералов и ксенолитов в гранитоидах; 6 — область сплошного развития палеозойских отложений.

А—Б, В—Г — линии геолого-геофизических профилей, показанных на рис. 6

ными элементами структуры раннего докембрия являются купола с диаметром от 15 до 80 км и амплитудой воздымания апикальной части, достигающей, возможно, нескольких километров (рис. 2).

Первым генетическим объяснением этих достаточно специфических соотношений было по-видимому предположение о том, что внедрившиеся граниты неравномерно приподнимали всю структуру (Кизевальтер, Муратов, 1959).

Относительная простота главных структур раннего докембрия сочетается с исключительной сложностью складок, развивающихся внутри отдельных свит и пачек пород на крыльях куполов. Размах крыльев таких складок обычно 0,2—0,5 км, редко 1—2 км. Длина их по простиранию

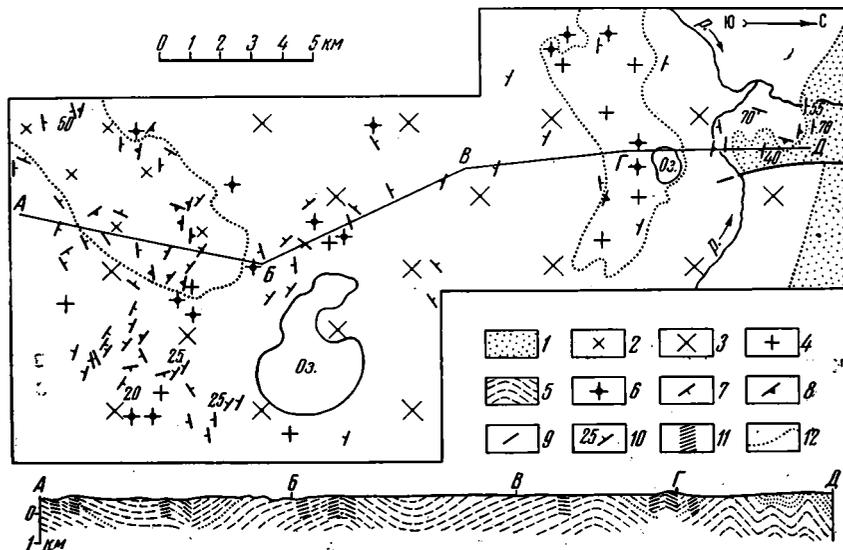


Рис. 3. Схема геологического строения северной части Зерендинского плутона гранитоидов.

1 — метаморфические породы зерендинской серии; 2—4 — гранитоиды зерендинского комплекса; 2 — равномернозернистые, местами катаклазированные биотитовые граниты, 3 — порфиридные крупнозернистые роговообманковые биотитовые граниты и гранодиориты, 4 — неравномернозернистые порфиридные лейкократовые граниты; 5 — расположение плоскостных элементов тектуры гранитоидов (только на разрезе); 6—9 — ориентировка плоскостных элементов тектуры гранитоидов (пластинки калиевого полевого шпата, биотита), углы падения: 6 — 0—15°, 7 — 15—45°, 8 — 45—75°, 9 — 75—90°; 10 — элементы залегания слоистости метаморфических пород (в гранитоидах — по ксенолитам); 11 — залегание пластовой отдельности в гранитоидах (показано только на разрезе); 12 — контакты гранитоидов

достигает 3—8 км и более. По форме они весьма разнообразны. Встречаются складки брахиформные, линейные, килевидные, до изоклиналиных. Осевых поверхности ориентированы под различными углами к зеркалу складчатости и нередко бывают опрокинуты. Ориентировка шарниров различна — от почти горизонтальной до крутонаклонной, направленной по падению слоев. Для всех дислокаций характерна дисгармоничность, сочетание плавных и приостренных замыканий в пределах одной складки, переход по простиранию от открытых форм к изоклиналиным и опрокинутым. С ними связаны разрывные нарушения, развивающиеся в местах наибольших тектонических напряжений. Взаимоотношения между отдельными складками весьма сложны, и в них не удастся уловить закономерности. В плане складки плавно огибают купола и образуют сложные виргации.

Формой следующего, более мелкого порядка, является плейчатость как внутрислоистая, так и связанная с явлениями будинажа. Она сопровождается мелкими разрывами и кливажем, обнаруживающими связь с пликвативными дислокациями. Вдоль поверхностей разрывных нарушений располагаются метаморфические минералы, характерные для вмещаемых метаморфических пород (сланцев и гнейсов), что указывает на одновременность метаморфизма и подвижек по поверхностям разрывов и кливажа.

Рассматриваемые дислокации образовались в условиях пластического течения вещества при воздымании структур первого порядка (куполов) и перемещении слоистой толщи из апикальных частей в межкупольные пространства (рис. 3). Возраст дислокаций соответствует эпохе метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, т. е. упомянутым выше процессам глубинного диафтореза и гранитизации.

Переходя к интерпретации геофизических наблюдений, необходимо сделать несколько методических замечаний дополнительно к общей характеристике, приведенной выше.

К «гранитоидной» оболочке в пределах Кокчетавского массива мы относим метаморфические породы докембрия, пронизанные гранитоидными массивами. За нижнюю границу «гранитного» слоя мы принимаем уровень, который соответствует глубине расположения нижних границ гравитовозмущающих объектов, обусловленных крупными гранитоидными массивами (Жаратаев, 1961).

Нижние кромки гравитовозмущающих масс определялись путем интерпретации графиков  $\Delta g$  по номограммам О. Д. Иванова и В. А. Бородина (Иванов, Бородин, 1966; Бородин, Иванов, 1968) с последующим уточнением контуров гравитовозмущающих объектов методом подбора по палеткам К. Ф. Тяпкина. Кроме того, были проинтерпретированы аномалии магнитного поля, обусловленные интрузивными массивами. Всего интерпретацией было охвачено 160 гравитационных минимумов и 95 магнитных аномалий. Основной объем интерпретации был проведен В. А. Бородиным и О. Д. Ивановым.

Результаты интерпретации гравитационных минимумов и магнитных аномалий показывают, что глубина расположения нижней границы гранитоидных массивов (мы здесь условно отождествляем расчетную нижнюю границу грави- и магнитовозмущающего объекта с нижней кромкой гранитоидных интрузий) колеблется в основном в пределах 5—12 км (около 60% всех массивов), причем наибольшее количество массивов имеет нижнюю границу на глубине 8 км (рис. 4). Около 15% массивов имеют нижнюю границу на глубине 3—5 км и примерно столько же на глубине 15—22 км. На основании этого мы полагаем, что мощность «гранитного» слоя в Северном Казахстане колеблется от 8 до 12 км.

Между «гранитным» и «базальтовым» слоями располагается «диоритовый» слой (Бедерке, 1960; Моисеенко, 1957). Нижняя граница гранитоидных массивов в большинстве случаев располагается, очевидно, на границе «гранитного» и «диоритового» слоев, где происходит выравнивание плотностной разницы между вмещающими породами и гранитоидами. Таким образом, поверхность «диоритового» слоя, очевидно, соответствует тому уровню, где стратифицированные толщи теряют свои признаки и приобретают новые физические свойства.

Сопоставление площадных размеров гранитоидных массивов с глубиной расположения нижней границы возмущающего объекта позволяет сделать вывод о прямой зависимости этих величин: чем больше площадь массива в плане, тем на большую глубину развиты его породы.

Для рассматриваемого района (рис. 2) на основании данных гравиметрии можно утверждать, что гранитные массы занимают свыше половины площади развития докембрия (рис. 5), причем огромные массы гранитоидов еще не обнажены на современном эрозионном срезе и раз-

виты на различных глубинах от дневной поверхности (Иванов, Мелентьев, 1966).

Зерендинский массив в ядре одноименного купола (рис. 2) является наиболее крупным в пределах Кокчетавской глыбы. На востоке падение его контактов пологое, под углом около  $45^\circ$ , на глубинах не более 4 км он соединяется с Алакульским массивом. На севере и юге падения контактов Зерендинского массива более крутые — от  $70$  до  $90^\circ$ . Внутри массива имеются два крупных блока докембрийских пород почти не затронутые гранитизацией. Вертикальные размеры этих блоков составляют не менее 9 км. Глубина развития гранитоидов Зерендинского массива по данным количественной интерпретации в различных точках достигает 15—20 км. Форма Зерендинского батолита в значительной степени зависела от структуры вмещающих пород и от купольных образований гранитогнейсов. Об этом свидетельствуют общие структуры, прослеженные как по геологическим (рис. 2, 3), так и по геофизическим данным в гранитоидах массива и вмещающих породах.

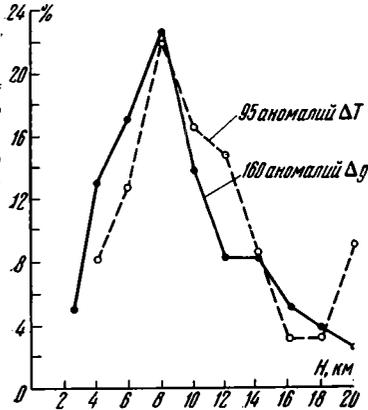


Рис. 4. График распределения частот (в %), глубины залегания ( $H$ , в км) нижней границы гравитационных и магнитовозмущающих объектов (в Северном Казахстане)

Совершенно другую форму имеет Боровской массив, представляющий собою огромный шток с крутыми углами падения контактов, по всей вероятности, наклоненными

под массив. Глубина распространения гранитоидов составляет не менее 8 км. По всей вероятности, Боровской массив является сохранившейся от эрозии нижней частью грушевидного тела. Подобные гранитные тела фиксируются обособленными гравитационными минимумами и в пределах Зерендинского массива.

Малая величина избыточной плотности вмещающих пород по отношению к гранитоидам Аиртавского массива не позволяет пока реконструировать его глубинное строение.

Примером купола с гранитами, еще не выведенными на уровень эрозионного среза, и геологически прослеженного на дневной поверхности в отложениях боровской серии, является, по-видимому, Жамантузский

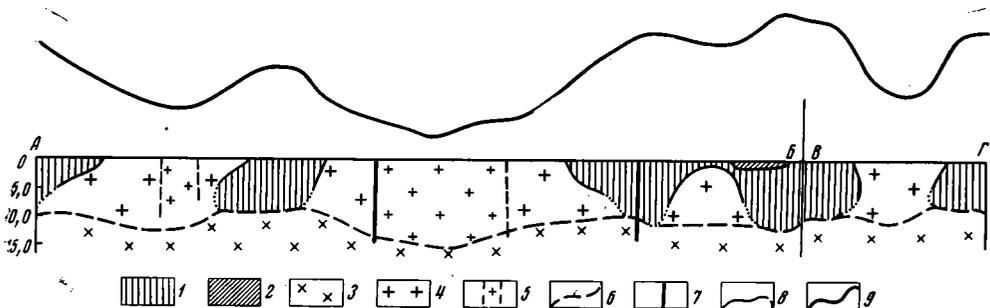
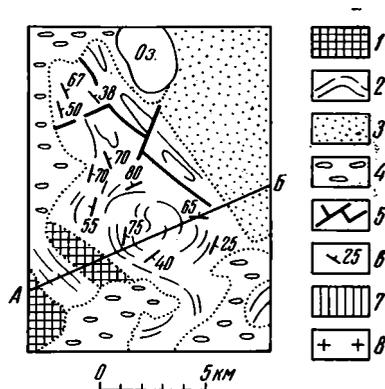


Рис. 5. Схематический разрез верхней части земной коры в пределах древнего ядра Кокчетавского массива (по линии АГ, см. рис. 2).

1 — метаморфические породы допалеозоя; 2 — эффузивно-осадочные породы нижнего и среднего палеозоя; 3 — «диоритовый» слой; 4 — гранитоиды; 5 — наиболее кислые разновидности гранитов, выделенные по отрицательным аномалиям гравитационного поля; 6 — кровля «диоритового» слоя; 7 — зоны крупных тектонических нарушений; 8 — линия предполагаемой поверхности гранитоидов, 9 — кривая  $\Delta g$

купол, который отмечается в поле силы тяжести отрицательными значениями  $\Delta g$  (рис. 6).

В целом изложенные геологические и геофизические данные и их интерпретация позволяют считать, что гранитоиды в глубинной структуре образуют куполовидные формы, конформные складкам вмещающих реннедокембрийских пород, уровень их зарождения — в среднем около 8 км — находится в пределах известных нам мощностей отдельных метаморфических серий (зерендинской и др.). Скрытые на глубине гранитоиды вызывают на уровне современной дневной поверхности образование куполовидных антиклиналей. Процесс куполообразования локализовался не только в зерендинской серии, но и отразился в верхнерифейских отложениях боровской серии. Отмечаемая иногда близость свойств гранитоидов и вмещающих пород указывает в данной геологической ситуации на сходство химических составов и условий минералообразования.



### ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Время начала широкого проявления гранитизации и возникновения гранитоидных куполов определяется в 1300—1400 млн. лет назад по реликтовым датировкам слюд из гнейсов и мигматитов раннего докембрия (стронциевый метод) и терригенным цирконам (альфа-свинцовый и урано-свинцово-ториевый методы) в близлежащих отложениях позднего докембрия. Эпоха наиболее интенсивной рассеянной гранитизации с широким образованием мигматитов и дальнейшим развитием купольных структур датируется в 1000 млн. лет назад по цирконам из гнейсов (Розен, 1971). Дальнейшие проявления гранитизации приводят к сложному сочетанию выплавления и метасоматического преобразования гранитоидов внутри сформированных ранее куполов в эпохи около 500, 450, 300 млн. лет назад (Розен и др., 1966).

За все это время породы плутона четыре раза подвергались эрозии, судя по датированным терригенным цирконам (Розен, 1971) и гальке в окружающих отложениях докембрия и палеозоя (Минервин и др., 1971, и др.).

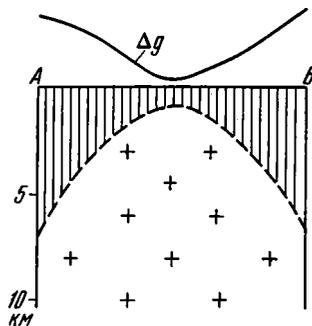


Рис. 6. Схема строения нескрытого гранитоидного купола южнее оз. Жамантуз.

1—2 — докембрийские отложения: 1 — зерендинская серия, 2 — боровская серия, линиями показаны простирающиеся пласты кварцитов кокчетавской свиты; 3 — нижнепалеозойские отложения, 4 — кайнозойские отложения; 5 — разрывные нарушения; 6 — элементы залегания слоистости; 7—8 — только на разрезе, по геофизическим данным: 7 — докембрийские породы, 8 — гранитоиды

### НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Представляется вероятным, что намечающиеся закономерности возникновения гранитоидов в докембрии и последующей их эволюции внутри отделившегося более древнего блока среди каледонской геосинклинали, могут характеризовать не только рассматриваемый массив, но и другие

родственные структуры. С этой целью интересно рассмотреть некоторые данные по Чешскому массиву и мигматитовым комплексам Урала.

Среди метаморфических пород наиболее древней части Чешского докембрийского массива значительную часть площади занимают гранитоиды, возраст которых сейчас определяется как герциньский. Они занимают центральную часть Молданубского поднятия и в целом составляют Молданубский плутон. Как отмечает В. Зоубек, формирование плутона прошло в несколько этапов, важную роль в это время играли процессы мобилизации и мигматизации, причем анатектическое происхождение варисцийских гранитоидов «возможно или даже вероятно» (Будай и др., 1963, стр. 128). Молданубский плутон имеет форму купола «без какого-либо отчетливого контроля реальными (сбросовыми) тектоническими структурами» (там же, стр. 125).

Вмещающие породы относятся к гранулитовому комплексу, который подвергся мигматизации в связи с молданубской окладчатостью, являющейся заведомо докембрийской. По времени она приблизительно соответствует карельскому или альгонскому тектогенезу. М. Машка и В. Зоубек отмечают, что «тектоно-метаморфический и мигматитовый процессы, сопровождавшие молданубское складкообразование, сопровождались внедрением интрузий гранитоидов, которые неизвестны на существующей поверхности при современном уровне денудации. Мы можем догадываться о том, что они существовали прежде, только по присутствию галек в конгломератах чешского альгонка» (Будай и др., 1963, стр. 41). Альгонские конгломераты, примыкающие на севере и северо-западе к рассматриваемому блоку кристаллических пород, содержат обильные гальки гранитоидов. Упомянутые исследователи подчеркивают, что хотя эти гранитоиды отличаются от типов, выходящих на дневную поверхность в пределах центрального Молданубского плутона, «трудно допустить, чтобы они произошли из другого места» (там же, стр. 43).

К той же группе гранитоидных тел, по В. Зоубеку, относится Среднечешский плутон, детально изученный М. Паливцовой (Paliřcova, 1965). Ею выявлен ряд сложных метаморфических преобразований гранитоидов, которые не позволяют считать упомянутый плутон результатом магматической дифференциации. Чрезвычайно характерны особенности взаимоотношений горных пород, свидетельствующих о широком развитии процессов гранитизации при образовании гранитоидов этого плутона. Наблюдается широкое развитие явлений замещения одних минералов другими и прямая связь между ксенолитами и вмещающими их породами: парасланцы и граувакки залегают в пестрых по составу гранитоидах, диоритовые породы и амфиболиты — в тоналитах. В меланократовых биотито-роговообманковых гранитах (дурбахитах) ксенолиты представлены различными кристаллическими сланцами, богатыми биотитом и пироксеном. Соотношения между ксенолитами и гранитоидами различны: наряду с резкими контактами также часто встречаются постепенные переходы. М. Паливцова приходит к выводу о том, что Среднечешский плутон гранитоидов возник вследствие метаморфизма ассинтской (байкальской) эпохи тектогенеза. Он формировался медленно, как полиметаморфическое тело, в течение чрезвычайно длительного промежутка времени. Варисцийский метаморфизм и мобилизация, широко проявленные в пределах плутона, охватывали комплекс пород, который уже в значительной степени был метаморфизован в докембрийское время.

Подобные соотношения выявлены Г. А. Кейльманом (1963) для некоторых гранитоидных массивов Урала, локализующихся в пределах докембрийских метаморфических пород. Описанные им Сысертский и Уфалейский мигматитовые комплексы формировались чрезвычайно длительно, в течение нескольких этапов. Возникшие гранитные породы попадали в гальку перекрывающих конгломератов, которые в свою очередь вновь подвергались метаморфизму и гранитизации. Судя по определению абсо-

лютного возраста калий-аргоновым и свинцовым методами, было четыре таких эпохи: 1200, 445, 335 и 255 млн. лет назад. Во время начальных этапов формирования рассматриваемых гранитоидных пород Урала преобладали процессы мигматизации, а позднее имело место палингенное возникновение расплава, который обнаруживает все особенности магматических пород — рвущие контакты, ороговикование и т. п.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вслед за П. Эскола, Д. Рейнольдс и Г. Ридом, опирающимся на петрологические аспекты проблемы гранитообразования, и Н. А. Штрейсом, указавшим на сопоставимость гранитообразования и осадконакопления во времени, мы приходим к выводу о чрезвычайной длительности формирования крупных полихронных плутонов гранитоидов. Само их появление обусловлено пространственной унаследованностью длительного автохтонного гранитообразования, которая определялась меньшей энергоемкостью процессов мобилизации в более подготовленном по составу субстрате, а также повышенной макротрещиноватостью, развивавшейся в пределах гранитогнейсового купола во время остывания, что облегчало локализацию повторных инъекций в пределах того же купола, превращавшегося таким образом в полигенный и полихронный гранитоидный плутон.

Если изложенная выше интерпретация геологического развития гранитоидов верна, а только она позволяет в настоящее время увязать все основные геологические, петрологические, тектонические и радиохронологические данные, то следует признать очевидным, что возникновение, развитие и замыкание окаймляющей каледонской геосинклинали явилось лишь завершающим эпизодом в эволюции той древней сложной гранитизированной структуры, фрагментом которой является Кокчетавский массив. В пределах этого сиалического фрагмента, блока, или пластины, каледонский геосинклинальный процесс вызвал лишь три новых волны теплового потока, которые продолжили процесс выплавления все более и более чистых расплавов и привели, наконец, к появлению алякитовой магмы, почти полностью преобразив исходный гнейсово-мигматитовый субстрат докембрийских куполов в то, что теперь обычно называется «каледонскими гранитными интрузиями».

Таким образом, мы приходим к выводу, что и вещество, и внутреннее строение, и формы тел гранитоидов в структурах типа Кокчетавского массива являются прямо унаследованными от докембрийского этапа их развития, и связь их с каледонским геосинклинальным процессом имеет чисто временной характер, обусловленный, вероятно, общим подъемом теплового фронта. По-видимому, неверно было бы полагать, будто подобные докембрийские массивы охвачены каледонским (или герцинским) интрузивным гранитным магматизмом в собственном смысле этого слова. Следовательно, они должны быть отнесены к срединным массивам, отличительной чертой развития которых является продленное, продолженное и унаследованное гранитообразование, выходящее за пределы докембрийского интервала развития и ассоциирующееся во времени с геосинклинальным процессом в новообразованных окружающих прогибах.

## Литература

- Абдулкабирова М. А. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1949.
- Антоненко А. Н., Попов А. А. Особенности волновой картины и некоторые результаты глубинного сейсмического зондирования в Северном Казахстане.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, № 2.
- Бабичев Е. А., Боговяленская И. А., Булыго Л. В., Мазарович О. А., Минервин О. В., Розен О. М. О природе границ Кокчетавского докембрийского массива.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1968, № 1.

- Бедерке Э. К.* К геологии и геофизике глубин.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Бородин В. А., Иванов О. Д.* Номограммы для определения размеров и избыточной плотности глубокозалегающих пластовых тел по графикам.— В сб.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане. «Казахстан», Алма-Ата, 1968.
- Будай Т., Кодым О., Магель М., Машка М., Матейка А., Свобода И., Зоубек В.* Тектоническое развитие Чехословакии. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Гольдшмидт В. И., Андреев А. П., Кузьмин Ю. И., Эйдлин Р. А.* Земная кора Казахстана.— В кн.: Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. «Недра», М., 1969.
- Жданов В. В.* Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. «Наука», М., 1966.
- Иванов О. Д., Бородин В. А.* Определение по аномалиям параметров возмущающих пластовых тел, выходящих на дневную поверхность.— Разведка и охрана недр, 1966, № 7.
- Иванов О. Д., Бродовой В. В., Анашин Ю. Ф.* Северный Казахстан — В кн.: Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. «Недра», М., 1969.
- Иванов О. Д., Мелентьев М. И.* Основные черты геологического строения домезозойского фундамента к северу и северо-западу от Кокчетавской глыбы.— Вестн. АН КазССР, 1966, № 6.
- Каляев Г. И.* Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Каратаев Г. И.* К проблеме выявления регионального фона из гравитационного и магнитного полей.— Геол. и геофизика, 1961, № 10.
- Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы Среднего Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральского петрографического совещ., т. 3, Свердловск, 1963.
- Кизеваальтер Д. С., Муратов М. В.* Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1959, № 2.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.
- Кузнецов Ю. А.* О главных формах гранитоидного магматизма и механизм образования гранитоидных тел.— Геол. и геофизика, 1966, № 6.
- Кузьмин Ю. И., Кувшинов Г. В., Шмидт Э. А., Гольдшмидт В. И.* Физические свойства горных пород Казахстана.— В кн.: Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. «Недра», М., 1969.
- Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. докт. дис., Иркутск, 1972.
- Лисицын А. Е., Пантелеев А. Н.* О времени образования и глубинности скарнов и магнетитового оруднения Кокчетавской глыбы по данным абсолютного возраста.— Геохимия, 1970, № 7.
- Менерт К. Р.* Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Менерт К. Р.* Мигматиты и происхождение гранитов. «Мир», М., 1971.
- Минервин О. В., Бабичев Е. А., Розен О. М.* Доордовикские кремнистовулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во Моск. ун-та, М., 1971.
- Моисеенко Ф. С.* Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных.— Уч. зап. ЛГУ, 1957, № 225, вып. 9.
- Розен О. М.* Гиперстенные гранулиты в докембрии Кокчетавского массива.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 5.
- Розен О. М.* Рифей Кокчетавского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
- Розен О. М., Романович И. Ф., Серых В. И.* О возможности расчета амплитуды воздымания гранитогнейсовых куполов по петрохимическим данным.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.
- Розен О. М., Серых В. И.* Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива.— Тр. Центр.-Казахстан. геол. упр., 1969, вып. 3.
- Розен О. М., Серых В. И., Борщевский Ю. А., Краснобаев А. А., Попова Н. К., Суrowая А. К.* О соотношении данных абсолютного возраста докембрия и прорывающих его каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива.— Тр. 13 сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. «Наука», М., 1966.
- Рудник В. А.* Химизм анатектической гранитизации в пределах хребта Джагды — Тукурингра (Дальний Восток) — В кн.: Докембрий восточных районов СССР, вып. 2; Тр. ВСЕГЕИ, «Недра», Л., 1967, т. 122.
- Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1971, № 4.
- Серых В. И., Андреев Э. Д., Габов Ю. А.* Метасоматические явления в экзоконтактах аляскитовых интрузий Зерендинского массива.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 6.
- Серых В. И., Розен О. М.* О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании.— Геохимия, 1969, № 9.
- Серых В. И., Яценко Н. Я.* О порфиробластовых гранитах Зерендинского массива.— Изв. АН СССР Сер. геол., 1963, № 9.
- Сидоренко А. В.* Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, 1963, № 4.

- Сычева-Михайлова А. М.* Моделирование процесса формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги.— *Геотектоника*, 1970, № 1.
- Трусова И. Ф.* Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива.— *Сов. геология*, 1956, сб. 51.
- Шатский Н. С., Богданов А. А.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Шлыгин Е. Д.* Архейские и протерозойские отложения Северного Казахстана.— *Тр. Совещ. по унификации страт. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана*, т. 1, Алма-Ата, 1960.
- Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. Недр, Л., 1971.
- Яншин А. Л.* Проблема срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5.
- Escola P.* The problem of mantled gneiss domes.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1948, v. 104, pt. 4.
- Irwing J. D.* Replacement ore-bodies and the criteria for their recognition.— *Econ. geol.*, 1911, v. 6.
- Kranck E. H.* On the folding movements in the zone of basement.— *Geol. Rundschau*, 1957, band 46, N 2.
- Palivcova M.* The central Bohemian Pluton — an attempt of genetic interpretation.— In: *Krystallinikum*, v. 3. Chechoslovak academy of sciences, Prague, 1965.
- Perrin R., Roubault M.* Note sur la mechanisme du metamorphisme.— *Bull. Soc. Geol. France*, 1946, t. 16, No. 1—3.
- Poldervaart A.* Petrological calculations in metasomatic process.— *Amer. J. Sci.*, 1953, v. 251, No. 7.
- Ramberg H.* Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models.— *Acad. Press. London, N. Y.*, 1967.
- Wegmann C. E.* Uber diapirismus.— *C. R. Soc. Geol. Finl.*, No. 92, 1930.

ВИМС  
Северо-Казахстанская  
геофизическая экспедиция

Статья поступила  
1 августа 1972 г.

УДК 551.242.3(517.3)

М. С. НАГИБИНА, Ж. БАДАМГАРАВ  
**ТЕКТОНИКА САЙХАН-ОБИНСКОГО ПРОГИБА  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ**

Впервые дается описание тектоники одного из крупнейших в Монголии Сайхан-Обинского мезозойского прогиба. Показано, что формирование его внутренней структуры связано со сдвиговыми деформациями вдоль Дэлгэр-Хангайской зоны разлома.

Сайхан-Обинский прогиб является одним из самых больших мезозойских прогибов Монголии. Он располагается в районе сомона Сайхан-Обо в юго-восточном Хангае и Средней Гоби (Центральная Монголия), в зоне сочленения двух крупнейших для мезозоя структурно-формационных зон (рис. 1). В этом же районе происходит сочленение двух главных направлений простирания как мезозойских структур, так и структур основания северо-западного и северо-восточного. Сайхан-Обинский прогиб протягивается от бассейна р. Онгыйн-Гол на западе до сомона Цаган-Обо на востоке. Он сложен континентальными, преимущественно грубо-обломочными и угленосными отложениями юры. В восточной части прогиба в его строении принимают участие и вулканогенные образования.

В 1968 г. Советско-Монгольской геологической экспедицией Академии наук СССР и Академии наук МНР была поставлена проблема специального изучения мезозойской тектоники и магматизма Монголии в связи с выяснением закономерностей распространения различных видов полезных ископаемых, связанных с мезозойским этапом развития структур. Изучение тектоники мезозойского Сайхан-Обинского прогиба представляло особенный интерес, так как эта крупная структура расположена в пограничной зоне развития мезозойских структур с обильным проявлением магматизма различного состава, распространенных главным образом на востоке Монголии, и амагматических структур того же возраста, развитых главным образом на западе Монголии. Поэтому в 1968—1971 гг. авторами было проведено специальное изучение стратиграфии и тектоники Сайхан-Обинского прогиба, составлены новые геологическая и тектоническая карты этого района с использованием аэрофотоснимков.

Впервые флористически и фаунистически охарактеризованные отложения юрского возраста в рассматриваемом районе были установлены в 1961—1962 гг. Ю. М. Логиновым, К. С. Диваковым, Т. В. Николаевой и В. Ф. Шуваловым. Результаты этих работ были обобщены и опубликованы Т. В. Николаевой и В. Ф. Шуваловым (1966). Они расчленили юрские отложения на две толщи. Нижняя сложена валунно-галечными конгломератами с линзами гравелитов и грубозернистых песчаников; мощность ее в разных частях прогиба колеблется от 150—200 до 1000 м. В состав нижней толщи в районе гор Дэлгэрэху-ула и Хайрхан-ула упомянутые авторы включили также эффузивы основного и кислого состава.

Верхняя толща, согласно залегающая на нижней, сложена песчаниками, алевролитами и реже гравелитами. В верхней ее части присутствуют аргиллиты, углистые сланцы и угли с маломощными линзами конгломератов. К югу от горы Улан-Тологой на Гэр-Обо в разрезе толщи,

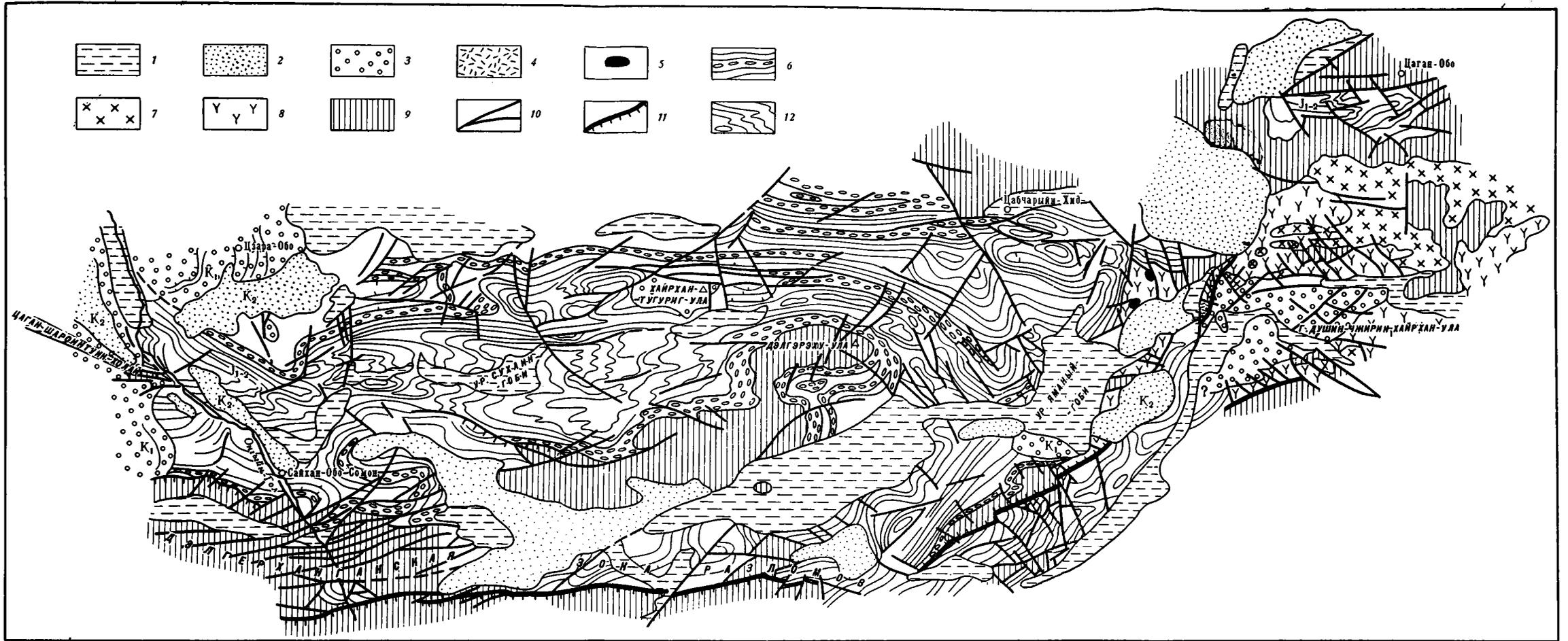


Рис. 1. Тектоническая карта Сайхан-Обинского прогиба.

1 — кайнозойские впадины, выполненные рыхлыми отложениями; 2 — красноцветные отложения, условно позднемелового возраста (останцы платформенного чехла); 3 — наложенные мульды раннего мела; 4 — кислые вулканиты позднеюрского возраста; 5 — юрские морионовые граниты и их автомагматические брекчии; 6 — дислоцированные конгломераты, песчаники, алевролиты с горизонтами углей ранне-среднеюрского возраста, слагающие Сайхан-Обинский прогиб; 7 — граниты и граносиениты условно триасового возраста; 8 — дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения условно триасового возраста; 9 — породы докембрийского основания; 10 — разломы; 11 — надвиги; 12 — простирающие слои ранне-среднеюрских отложений



по мнению Т. В. Николаевой и В. Ф. Шувалова, присутствуют кислые эффузивы и их туфы. Максимальная мощность толщи к востоку от сомона Сайхан-Обо достигает 800—1000 м.

Возраст верхней толщи на основании содержащихся в ней растительных остатков и пресноводной фауны, собранных упомянутыми авторами, по В. А. Вахрамееву и Ч. М. Колесникову определяется как среднеюрский. Возраст всех отложений прогиба В. Ф. Шувалов считает ранне-среднеюрским.

В результате полевых исследований, проведенных авторами в 1968—1971 гг. в тех же районах, удалось более детально изучить стратиграфию мезозойских отложений и выделить два разновозрастных комплекса пород: довольно интенсивно дислоцированный юрский комплекс, упомянутый выше, и вновь выделенный нами раннемеловой комплекс, слагающий сравнительно небольшие наложенные мульды.

По литологическим признакам и стратиграфическим соотношениям в составе юрского комплекса отложений нами выделяются четыре согласно залегающих толщи (снизу вверх).

1. Толща базальных крупногалечных и валунных конгломератов и конглобрекчий с прослоями и линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Мощность ее меняется в различных частях прогиба от 600 до 1200 м.

2. Нижняя толща сероцветных, грубозернистых и среднезернистых песчаников с редкими прослоями алеволитов. В центральной части толщи среди песчаников заключена пачка угленосных отложений с многочисленными отпечатками флоры плохой сохранности. Мощность пачки угленосных отложений 200—250 м. Общая мощность толщи колеблется от 1500 на востоке до 2000 м на западе.

3. Толща конгломератов от крупно- до мелкогалечных с прослоями и линзами грубозернистых песчаников с косою слоистостью. Мощность толщи по направлению с запада на восток по простиранию прогиба изменяется от 700 до 150 м.

4. Верхняя толща серых, грубозернистых и мелкозернистых песчаников, местами косослоистых содержащих прослой и линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность толщи до 1700—1800 м.

Общая мощность юрских отложений в западной части Сайхан-Обинского прогиба превышает 4 км. По направлению на восток наблюдается общее погрубение обломочного материала и сокращение мощности отложений до 2—3 км.

Т. В. Николаева и В. Ф. Шувалов (1966) в составе нижней конгломератовой толщи в окрестностях горы Дэлгэрэху-ула описывают эффузивные образования. Нами специально были изучены соотношения толщи крупногалечных базальных конгломератов юры с эффузивами, слагающими эту гору и выходящими к югу и юго-западу от нее. Гора Дэлгэрэху-ула действительно сложена толщей кислых и средних эффузивов, переслаивающихся с агломератовыми туфами, туфоконгломератами и туфогравелитами. Эти породы смяты в складки меридионального простирания с углами падения на крыльях до 70° и пересечены разломами. Однако толща базальных крупногалечных и валунных конгломератов, как это видно в обнажениях и на аэрофотоснимках, залегает на упомянутых выше вулканогенных породах с резким угловым и азимутальным несогласием и в изобилии содержит гальки подстилающих вулканогенных пород. Простирание юрской толщи конгломератов и грубозернистых песчаников близко к широтному (280—310°), углы падения 20—30°. Описанные соотношения толщи базальных конгломератов юры и вулканогенно-осадочных пород, слагающих гору Дэлгэрэху-ула не позволяют включить последние в состав нижней толщи юрских конгломератов, а свидетельствуют о более раннем, доюрском возрасте вулканогенных пород (см. рис. 1). В плотных песчаниках и туфопесчаниках, переслаивающихся с

алевролитами и конгломератами, В. Ф. Шуваловым на горе Дэлгэрэху-ула были собраны растительные остатки, среди которых Е. С. Рассказова определила *Pecopteris* sp., — *Noggerathiopsis* sp. ex gr. *N. latifolia* Neub., *Noeggerathiopsis* cf. *angustifolia* Neub., *Paracalamites* sp., позволяющие датировать возраст вулканогенно-осадочных пород как верхнепермский. Описанные соотношения толщи базальных конгломератов юры с вулканогенными образованиями кислого и среднего состава наблюдались нами и в других местах — в краевых частях прогиба и вблизи выступов палеозойского основания во внутренних его частях.

Базальные конгломераты прослеживаются вдоль северного и южного бортов прогиба, где они залегают непосредственно на дислоцированных и метаморфизованных отложениях палеозойского основания, прорванных крупными гранитоидными массивами.

В составе галек и валунов базальных конгломератов в большом количестве содержатся разнообразные породы, слагающие соседние поднятия палеозойского основания (различного состава вулканы, граниты, метаморфизованные песчаники), а также песчаники и гравелиты из пермских отложений. Выходы терригенных пермских отложений главного пермского поля располагаются непосредственно к северу от юрского Сайхан-Обинского прогиба. Окатанность обломочного материала в базальных юрских конгломератах и гравелитах различная. Наблюдаются все переходы от конглобрекций и валунных конгломератов до гравелитов. Размеры обломков и валунов от 20—30 см (реже более) до 2—5 см в диаметре. Среди валунных конгломератов заключены прослой и линзы гравелитов и грубозернистых песчаников с косой слоистостью. Песчаники полимиктовые состоят из угловатых или слабоокатанных зерен полевых шпатов, кварца, обломков эффузивов, различных метаморфических и других пород. Цемент глинисто-карбонатный, в отдельных участках глинисто-хлоритовый. Для песчаников и гравелитов характерны косая слоистость и линзовидное залегание среди конгломератов. Мощность толщи базальных конгломератов значительно меняется в различных частях прогиба. Наибольшая их мощность наблюдается вблизи центрального диагонального конседиментационного выступа палеозойского основания к востоку от горы Дэлгэрэху-ула.

Нижняя, терригенно-угленосная толща сложена переслаивающимися серыми и темно-серыми песчаниками от грубозернистых до тонкозернистых, алевролитами, углистыми алевролитами. В составе толщи преобладают разнозернистые песчаники, аркозовые и полимиктовые с глинистыми и карбонатным цементом. Реже наблюдаются прослой песчаников с железисто-карбонатным цементом. Прослой разнозернистых песчаников от 0,2—0,5 до 2—3 м мощностью хорошо выдержаны по простиранию. В подчиненном количестве наблюдаются линзовидные прослой песчаников с косой слоистостью. К средней части разреза толщи приурочены пачки угленосных отложений до 200—250 м мощностью, состоящие из тонкого чередования мелкозернистых песчаников, алевролитов и бурых углей до 1—1,5 м мощностью. Среди тонкозернистых пород местами заключены редкие линзы средне- и крупнозернистых песчаников. Пачки угленосных пород в плане имеют линзовидную форму и приурочены в палеоландшафте к системе озерно-болотных бассейнов, располагавшихся в центральной и северной частях Сайхан-Обинского прогиба (рис. 2).

На крайнем западе и крайнем востоке Сайхан-Обинского прогиба к этой пачке угленосных пород приурочены два из выявленных в настоящее время угольных месторождения. Одно из них расположено на западе близ сомона Таргату (и горы Шагайн-Тэг), а другое — Цаган-Обинское — на востоке прогиба близ одноименного сомона Цаган-Обо. Цаган-Обинское месторождение в настоящее время интенсивно эксплуатируется открытым способом.

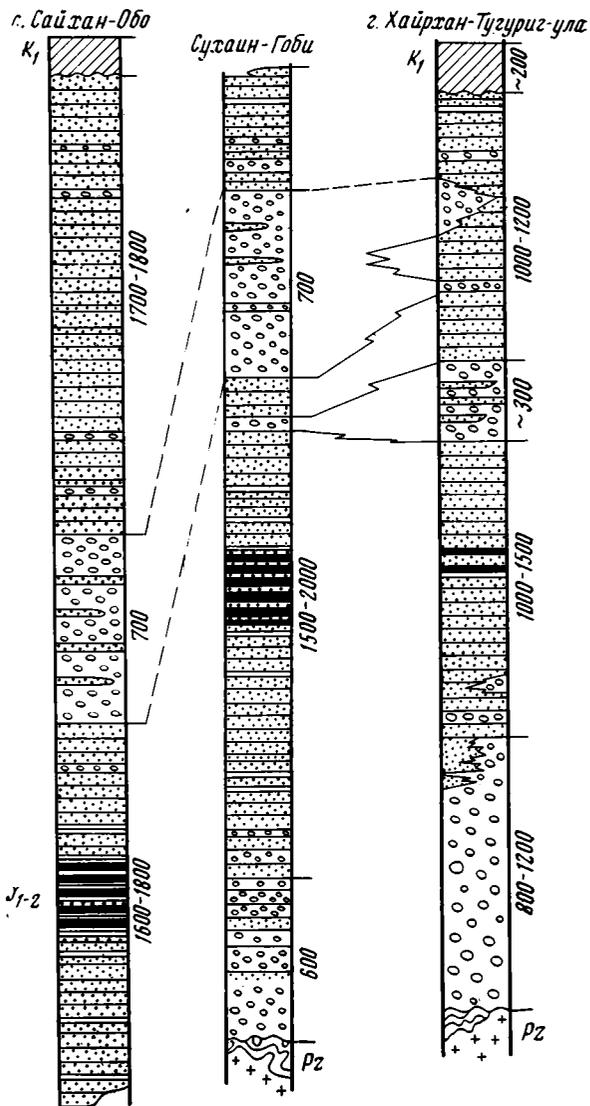
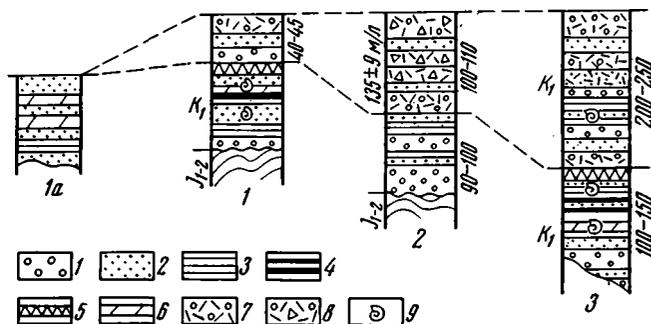


Рис. 2. Сопоставление разрезов мезозойских отложений Сайхано-Обинского прогиба.

1 — конгломераты и конглобрекчи; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — угли и углистые глины; 5 — гипсы; 6 — карбонатные породы (мергели и песчаные известняки); 7 — конгломераты с кремнистым и туфогенно-кремнистым цементом; 8 — брекчии с вулканогенно-кремнистым цементом; 9 — фауна Разрезы нижнего мела: 1а — правобережье р. Онгыйн-Гол; 1 — гора Цэара-Обо-ула; 2 — гора Хайрхан-Тугуриг-ула; ин-Гоби



В песчаниках и алевролитах Цаган-Обинского месторождения Ж. Бадамгарав в 1971 г. собрал отпечатки растений, из которых В. А. Вахрамеевым были определены: *Czekanouskia rigida* Heer, *Cladophlebis haibur-nensis* (L. et H.) Brongn, *Phaenicopsis angustifolia* Heer. Эти формы в Монголии встречаются чаще всего в нижней и средней юре, хотя в Сибири они поднимаются и выше, вплоть до нижнего мела.

К юго-западу от сомона Цаган-Обо в песчаниках, аналогичных (по мнению Т. В. Николаевой и В. Ф. Шувалова, 1966) описанной выше толще, развитой к югу от горы Улан-Тологой, содержатся многочисленные растительные остатки *Ginkgo digitata* Brong., *Pseudotorelia* sp., *Elatocladus* sp., шишки типа *Picea*, *Carpolithes cinetus* (Nath.) Heer, а также пеллиподы *Ferganoconcha* cf. *anodontoides* Tsch. и *Ferganoconcha* cf. *subcentralis* Tsch.

В окрестностях горы Шагайн-Тэг в угленосной толще месторождения, расположенного близ сомона Таргату, Т. В. Николаева и В. Ф. Шувалов (1966) собрали следующие органические остатки: *Arguniella* sp. и *Corbicula* sp.

Приведенные фаунистические и флористические остатки, определенные соответственно Ч. М. Колесниковым В. А. Вахрамеевым, по их мнению, свидетельствуют о среднеюрском возрасте отложений. Отдельные находки пресноводной фауны были сделаны из той же толщи в обнажениях левого берега р. Онгыйн-Гол выше сомона Сайхан-Обо. В 1970 г. В. Ф. Шуваловым и авторами здесь были обнаружены единичные раковинки пресноводных филлопод, определенных Е. К. Трусовой как: 1) *Brachyestheria* cf. *heckeri* (Tschern.), 2) *Clyptoasmussia chinganensis* (Kob.), 3) *Lioestheria* sp. nov. и 4) *Lynceus* sp. Под первым видовым названием Б. И. Чернышевым был описан комплекс форм разного возраста (от верхнего триаса до нижних горизонтов верхней юры), известных, в частности, из слоев нижней части шадоронской серии Забайкалья ( $J_{2-3}$ ), которая древнее верхних горизонтов верхней юры. Вторая форма найдена в отложениях формации Heitingshan (Япония), более древней чем формация Iehol.

Из углистых алевролитов той же толщи, собранных авторами в палеонтологической лаборатории Геологического института АН СССР были выделены спорово-пыльцевые комплексы, которые изучены И. З. Котовой. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных растений (95,5%) с доминирующей ролью пыльцы *Pinaceae* (94%). Отмечено несколько зерен пыльцы *Podocarpaceae*, *Ginkgocycadophytus* sp., *Spheripollenites scabratus* Couper. Споры составляют 4,5% и представлены следующими родами и видами: *Lycopodiumsporites semimuris* Danze-Corsin et Laveine, *Leptolepidites rotundus* Tralau, *Dictyophyllidites* sp., *Monolites couperi* Tralau, *Leiotriletes* sp., *Osmumdacidites wellmanii* Couper, *Unaesporites argenteaeformis* (Bolch.) Schulz, *Neoraistrickia samuelssonii* Tralau. Состав комплекса указывает на принадлежность вмещающих отложений к юрскому времени. Наличие в составе спор *Lycopodiumsporites semimuris*, *Leptolepidites rotundus*, *Neoraistrickia samuelssonii* позволяет датировать эти отложения средней юрой.

Приведенное определение возраста вмещающих пород по спорово-пыльцевым комплексам подтверждает сделанное ранее заключение В. А. Вахрамеева и Ч. М. Колесникова о среднеюрском возрасте нижней песчано-алевролитовой угленосной толщи.

Верхняя толща межформационных конгломератов отчетливо выделяется в западной части Сайхан-Обинского прогиба к северу и югу от сомона Сайхан-Обо и прекрасно прослеживается на десятки километров по простиранию в обнажениях и на аэрофотоснимках. Толща конгломератов разделяет согласно залегающие нижнюю угленосную толщу песчаников и алевролитов и вышележащую толщу грубозернистых песчаников. Она почти целиком сложена крупно- и мелкогалечными конгломератами с маломощными прослоями и линзами грубозернистых песчаников с косой слоистостью и гравелитов. Гальки конгломератов в различной степени окатаны, размеры их колеблются от 0,5 до 10—15 см в диаметре. Состав галек весьма разнообразный. В большом количестве содержатся вулканогенные породы основного и кислого состава (аналогичные верхнепалеозойским вулканитам), граниты, яшмы, различные кремни-

стые породы, метаморфизованные песчаники. Цементированы конгломераты грубозернистым песчаным и песчано-глинистым материалом.

Мощность этой толщи конгломератов на западе прогиба достигает 600—700 м, а по направлению на восток уменьшается. Вверх по разрезу конгломераты постепенно переходят в верхнюю толщу серых песчаников.

Выходы последней прослеживаются в северо-западной части Сайхан-Обинского прогиба (к западу и к востоку от горы Баю-Цаган-Тологой), где они слагают ядро крупной синклинальной структуры. На значительном протяжении эта толща здесь резко несогласно перекрыта кайнозойскими и раннемеловыми отложениями. Видимая мощность верхней толщи достигает 1700—1800 м.

Характерной ее чертой является преобладание в разрезе грубозернистых песчаников, нередко косослоистых, линзовидно переслаивающихся с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. По простиранию верхней толщи с запада на восток, так же как и в нижней песчано-алевро-лито-угленосной, наблюдается общее погрубение обломочного материала. Как было отмечено выше, возраст толщи сероцветных терригенных и угленосных отложений на основании содержащихся в них остатков пресноводной фауны и флоры определяется как среднеюрский. Нижняя песчано-конгломератовая толща описанного единого разреза относится нами к нижней юре по аналогии с соседними районами.

В восточной части рассматриваемого района Т. В. Николаева и В. Ф. Шувалов (1966) выделяют толщу эффузивно-туфогенных пород (среднего, кислого и субщелочного состава), залегающую без видимого несогласия в районе горы Алтан-Хайрхан-ула на терригенных нижне-среднеюрских отложениях, аналогичных вышеописанным.

На юго-востоке рассматриваемого района в пределах поднятия палеозойского основания Дэлгэр-Хангая, по мнению упомянутых авторов, входят вулканогенные образования юрского возраста, залегающие несогласно на верхнепалеозойских вулканитах. К ним, например, относится толща вулканитов до 500 м мощности, слагающая гору Нурачи-ула в 60 км к востоку от сомона Дэлгэр-Хангай. Толща вулканогенных пород, по мнению В. Ф. Шувалова, имеет, вероятно, более молодой позднеюрский возраст, а, возможно, является фациальным аналогом толщи терригенных пород нижней — средней юры, слагающих Сайхан-Обинский прогиб. Их стратиграфическое положение, по данным Т. В. Николаевой и В. Ф. Шувалова (1966), определяется на основании следующих данных. В долине р. Харцзатуин-Гол отложения эффузивно-туфогенной толщи несогласно залегают на осадочных отложениях верхней перми и также несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего мела (урочище Тэбшин-Гоби).

Фаунистически охарактеризованные нижнемеловые отложения в пределах Сайхан-Обинского прогиба были впервые установлены авторами в 1970 и 1971 г. Они залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных ниже-среднеюрских песчаников и конгломератов, слагая три разобщенных плоских мульды, наложенные на различные участки Сайхан-Обинского прогиба. Наиболее крупная из них Онгыйн-Гольская располагается на западе Сайхан-Обинского прогиба в бассейне р. Онгыйн-гол к северу от сомона Сайхан-Обо. Две сравнительно небольших мульды находятся в центральной части Сайхан-Обинского прогиба — в районе горы Хайрхан-Тугуриг-ула и в его восточной части — в пределах Цахиуртуин-Гоби и горы Душин-Чжирим-Хайрхан-ула.

Возраст этих отложений (апт — альб) определяется на основании находок многочисленной пресноводной фауны (пелеципод и филопод), определенной Г. Г. Мартиноном и Е. К. Трусовой, в районе горы Цзара-Обо-ула и Цахиуртуин-Гоби, а также флористических остатков в районе

Цахиуртуин-Гоби и горы Душин-Чжирин-Хайрхан-ула, определенных В. Х. Вахрамеевым как принадлежащие верхам раннего мела.

Разрезы раннемеловых отложений в этих районах, хотя и различаются между собой по мощностям и фациям, однако некоторые литологические особенности их строения позволяют выявить определенные черты сходства и наметить закономерную изменчивость в их пространственном распределении. Во всех перечисленных районах распространения раннемеловых отложений в их составе выделяются две согласно залегающие толщи: нижняя, наиболее фациально изменчивая, представлена сероцветными и красноцветными терригенными отложениями от грубообломочных конгломератов и конглобрекций до тонкозернистых алевролитов, углистых глин и углей, а также прослоев карбонатных пород (мергелей и песчанистых известняков). Верхняя толща сложена преимущественно грубозернистыми песчаниками и конгломератами, которые чередуются с вулканогенными отложениями (кислыми туфами и туффитами), а местами прорваны криптовулканическими образованиями. Все породы верхней толщи кремнистые и, как правило, слагают более высокие части рельефа. Общая мощность раннемеловых отложений в наложенных впадинах увеличивается с запада на восток от 150 м в районе горы Цзара-Обо-ула до 400 м в районе Цахиуртуин-Гоби; в том же направлении возрастает мощность верхней вулканогенно-осадочной толщи от 45 м на западе до 250 м на востоке.

В крайних западных районах в пределах Онгыйн-Гольской впадины туфогенно-кремнистые породы выпадают из разреза, и толща раннемеловых отложений представлена относительно тонкозернистыми терригенно-карбонатными породами без вулканитов, типичных для западных районов Монголии (котловины Больших Озер и других).

Интересно отметить, что породы, совершенно аналогичные описанным выше раннемеловым отложениям (горы Хайрхан-Тугуриг-ула и горы Душин-Чжирин-Хайрхан-ула) с кремнистым и вулканогенно-кремнистым цементом, были ранее описаны Н. А. Фогельман (1968) в Дайнской впадине советского Восточного Забайкалья, где они также пересечены многочисленными криптовулканическими телами кислого состава. С этими образованиями связано известное Балейское золоторудное месторождение.

В Северо-Восточной Монголии в окрестностях г. Чойбалсана в районе горы Шара-Хада такие же терригенные раннемеловые отложения с кремнистым и вулканогенно-кремнистым цементом, пересеченные многочисленными прожилками флюорита и халцедона, были обнаружены венгерским геологом Золтан-Балла в 1968 г.

Сайхан-Обинский прогиб располагается вдоль южного края Центрального палеозойского мегаантиклинория Монголии в зоне сочленения структур основания северо-восточного и северо-западного направлений. Юрский прогиб наложен на дислоцированные и метаморфизованные отложения различного возраста, главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи верхнего палеозоя до верхней перми включительно, прорванные крупными массивами гранитоидов.

Длина Сайхан-Обинского прогиба в современном срезе около 250 км при ширине от 30 до 60 км; общее простираение его, близкое к широтному, испытывает изгиб от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке. Таким образом, при общей наложенности мезозойского прогиба на разновозрастные палеозойские образования простираение его структур подчинено главным направлениям структурного плана палеозойского основания.

Из приведенного описания стратиграфии и состава мезозойских отложений видно, что Сайхан-Обинский прогиб слагают континентальные, главным образом грубообломочные и частично угленосные образования нижней — средней юры.

Анализ мощностей и фаций этих отложений показывает, что прогиб имеет асимметричное строение. Максимальные мощности отложений 4—4,5 км приурочены к западной его части, на востоке они не превышают 2—3 км. В процессе накопления осадков седиментационный бассейн от нижних к верхним горизонтам постепенно смещался по направлению к востоку. В восточной части прогиба, преимущественно на прилегающих к нему поднятиях, вероятно, в средней и верхней юре возникли вулканические центры, вблизи которых накапливались, по данным В. Ф. Шувалова, вулканогенные отложения среднего и кислого состава.

Изучение обломочного материала и распределения его в пространстве позволяет установить, что с севера и юга от Сайхан-Обинского прогиба располагались параллельные ему крупные поднятия палеозойского основания — Дэлгэр-Хангайское на юге и Эрдэндалайское на севере, за счет разрушения которых и поступал грубообломочный материал в межгорный Сайхан-Обинский прогиб.

С севера и юга этот прогиб ограничен крупными зонами разлома. Наиболее крупная Дэлгэр-Хангайская зона разлома прослеживается вдоль южного борта прогиба и представляет собой систему ступенчатых сбросов и сбросо-сдвигов. Северная Эрдэндалайская зона разлома на значительном протяжении скрыта под чехлом рыхлых отложений кайнозоя. В окрестностях сомона Эрдэндалай она выражена крупной зоной расланцевания конгломератов верхней перми субширотного простирания.

В целом Сайхан-Обинский прогиб представляет собой крупную синклиналиную структуру, внутреннее строение которой осложнено довольно интенсивными глыбово-складчатыми дислокациями. По простиранию Сайхан-Обинский прогиб расчленен узкими диагональными выступами доюрского основания на отдельные ячеи. Эти выступы представляют собой конседиментационные горст-антиклинали, ядра которых сложены дислоцированными верхнепалеозойскими (включая верхнюю пермь) вулканогенными и осадочными породами и прорывающими их гранитоидами, а на востоке прогиба и вулканогенно-осадочными предположительно триасовыми отложениями. На склонах выступов несогласно залегают грубообломочные юрские отложения, в большом количестве содержащие валуны и гальки палеозойских и триасовых пород, слагающих эти выступы.

Соотношение простираний верхнепалеозойских складчатых структур в ядрах горст-антиклиналей и юрских отложений резко несогласное. Дислокации последних в пределах крупных синклиналиных ячеек (рис. 1) характеризуются наличием брахиформных и коробчатых складок облекания и флексур, а также вытянутых линейных складок. Простирание складчатых структур подчинено общей конфигурации диагональных и поперечных выступов палеозойского основания. Углы падения слоев на крыльях брахиструктур от 50 до 70°, а на сводах 10—15°. Вдоль границ различных литологических комплексов внутри юрских отложений, например пачек конгломератов и алевролитов, в последних наблюдается мелкая дисгармоничная складчатость с крутым падением слоев до 80—90°.

В восточной части прогиба дислоцированные юрские отложения, а также триасовые (?) вулканы прорваны небольшими телами морионовых гранитов и их автомагматическими брекчиями, а также субвулканическими телами липаритов. На размытой поверхности юрских глыбово-складчатых структур и прорывающих их субвулканических образований в различных частях Сайхан-Обинского прогиба залегают раннемеловые отложения, слагающие различной величины наложенные мульды. Наиболее крупная из них Онгыйн-Гольская, сложена почти исключительно осадочными терригенно-карбонатными отложениями раннего мела, залегающими практически горизонтально. Лишь в бортовых частях мульды эти отложения падают под углом 10—15° по направлению

к ее центру. Более дислоцированы раннемеловые отложения в самой восточной впадине Цахиуртуин-Гоби. Здесь вдоль зоны описанных ниже чешуйчатых надвигов у горы Улан-Тологой раннемеловые отложения смяты в пологие брахиформные складки с углами падения на крыльях 15—20°, или образуют пологие моноклинали с углами падения слоев 10 реже 15°. Вблизи разломов углы падения слоев местами достигают 40—60°.

В пределах Сайхан-Обинского прогиба складчатые юрские отложения, а также полого залегающие раннемеловые пересечены сбросами и сбросо-сдвигами преимущественно северо-восточного и меридионального простирания. Разломы северо-западного простирания имеют небольшое значение.

Общий рисунок складчатых и разрывных дислокаций отчетливо свидетельствует о наличии сдвиговых деформаций северо-восточного простирания (рис. 1), сопряженных с Дэлгэр-Хангайской зоной разлома. Эти деформации подчинены общему изгибу простираний от северо-западных на западе до северо-восточных на востоке.

Дэлгэр-Хангайская зона разломов, ограничивающая Сайхан-Обинский прогиб с юга, является восточным продолжением системы крупных палеозойских Баян-Хангорских глубинных разломов северо-западного простирания. Дэлгэр-Хангайская зона разлома названа по имени хр. Дэлгэр-Хангай, у северного подножья которого она прослеживается. Эта зона разломов протягивается на 250 км, имеет широтное простирание и довольно сложное внутреннее строение.

Строение Дэлгэр-Хангайской зоны разломов видно в ряде хороших обнажений на право- и левобережье р. Онгыйн-Гол в 10 км ниже по течению от Сайхан-Обо сомона и в других местах. Она прослеживается в виде полосы сильно брекчированных и развальцованных верхнепалеозойских и юрских пород. Верхнепалеозойские породы представлены мелафирами, порфиридами различных оттенков и фельзитами, а также кислыми туфами зеленоватого, красного и светло-серого цвета и прорывающими их розовато-красными гранитами. Граниты сильно катаклазированы и милонитизированы, местами содержат ксенолиты зеленокаменных пород и метаморфизованных габбро, также сильно раздробленных. В долине р. Онгыйн-Гол ширина зоны брекчированных пород 7—10 км. Полосы смятия и развальцевания эффузивов и гранитов различно ориентированы. Наиболее четко выражена система сбросов и сбросо-сдвигов широтного простирания, а также СВ 60—70° и реже СЗ 300—310°. Брекции гранитов местами пронизаны кварцевыми жилами и прожилками эпидота. На поверхности прожилков видны зеркала скольжения с пологой штриховкой, свидетельствующей о неоднократно повторявшихся подвижках и сдвиговых перемещениях вдоль крутопадающих трещин разрыва. Многочисленные разрывы тех же направлений прослеживаются непосредственно вдоль южного края Сайхан-Обинского прогиба в слагающих его юрских конгломератах и песчаниках. Последние также брекчированы и местами зажаты в виде тектонических клиньев и небольших блоков (шириной 50—200 м) среди палеозойских вулканитов.

Более крупный клиновидный грабен юрских конгломератов и песчаников располагается в южной части Дэлгэр-Хангайской зоны разломов и образует живописное поперечное расширение долины р. Онгыйн-Гол. Этот небольшой широтный грабен юрских отложений ограничен скалистыми уступами палеозойских вулканитов, местами надвинутых с юга на юрские конгломераты. Вдоль многочисленных более мелких разломов местами наблюдается также надвигание верхнепалеозойских вулканитов на юрские отложения. На левобережье р. Онгыйн-Гол к юго-западу от сомона Сайхан-Обо прослеживается один из таких надвигов верхнепалеозойских порфиритов и кварцевых порфиров на юрские конгломераты и песчаники. Плоскость надвига наклонена на юг и прослеживается в

северо-западном направлении на 10—15 км. Брекчированные палеозойские и юрские породы Дэлгэр-Хангайской зоны разлома пересечены жилами кайнозойских базальтов с миндалекаменной структурой. С этой зоной разлома сопряжена система крупных левосторонних сдвигов и чешуйчатых надвигов северо-восточного простирания, пересекающих палеозойские, юрские и нижнемеловые отложения. Наиболее крупные из них ограничивают с юга-востока упомянутые выше диагональные выступы палеозойского основания. Более сложное строение имеет система сдвигов и надвигов, расчленяющих восточный выступ и прилегающие к нему части прогиба на отдельные пластины, надвинутые друг на друга. Строение таких надвигов удастся наблюдать на крайнем юго-западе и на востоке упомянутого выступа.

В юго-западной части этого выступа в естественных обнажениях хорошо видна пластина палеозойских гранитов, надвинутая на юрские конгломераты и грубозернистые песчаники. Плоскость надвига полого падает под углом 10—15° на северо-запад. Севернее прослеживается вторая чешуя надвига юрских отложений на палеозойские граниты, амплитуда которой по направлению к юго-западу возрастает, в результате чего юрские конгломераты перекрывают пластину палеозойских гранитоидов. Далее на юго-запад надвиг прослеживается внутри юрской толщи.

Северо-восточнее описанных чешуйчатых надвигов по направлению к горе Улан-Тологой на аэрофотоснимках и частично в обнажениях прослеживаются две крупные пластины чешуйчатых надвигов того же северо-восточного простирания, проходящих вдоль западной окраины Цахиуртуин-Гоби. Один из надвигов прослеживается у подножья небольшой горной гряды с вершиной Улан-Тологой, другой — к западу от нее. Вдоль восточных отрогов горы Улан-Тологой в специально проведенных расчистках вскрыта пологая плоскость надвига, наклоненная под углом 10—15° на северо-запад. Светло-серые юрские липариты, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу триаса (?), здесь надвинуты на грубозернистые слабо сцементированные отложения нижнего мела. Другой надвиг прослеживается вдоль границы палеозойских пород и вулканитов триаса (?) с юрской осадочной толщей. Обе пластины надвинуты с северо-запада на юго-восток; протяженность их от 20 до 25 км. Горизонтальное перемещение по этим надвигам относительно невелико; точное определение его величины затруднено.

Система северо-восточных и широтных разломов — сбросов и сбросо-сдвигов — прослеживается и далее к востоку. Она ограничивает узкий грабен ниже-среднеюрских угленосных отложений месторождения Цаган-Обо. Состоящие на головах юрские угольные пласты и песчаники здесь зажаты среди гранитоидов палеозойского основания. Длина юрского грабена достигает 15 км при ширине от 2 до 4 км. Аналогичные грабены юрских отложений, ограниченные северо-западными (близкими к широтным) разломами, располагаются среди палеозойских пород на крайнем западе Сайхан-Обинского прогиба на правобережной части бассейна р. Онгыйн-Гол. К югу от месторождения Цаган-Обо широтные и северо-восточные разломы ограничивают нижнемеловую грабен-синклиналь Цахиуртуин-Гоби. С разломами этого направления сопряжены более мелкие ступенчатые сбросы северо-западного простирания, пересекающие палеозойские, юрские, и нижнемеловые отложения.

Небольшие выступы палеозойского основания, ограниченные широтными разломами, наблюдаются в западной части (гора Хара-Обо) и на севере Сайхан-Обинского прогиба к северу от горы Хайрхан-Туугурула. Последний выступ имеет узкую клиновидную форму (1—1,5 на 15 км) и сложен кислыми верхнепалеозойскими вулканитами. Этот выступ располагается в 6—7 км к западу от Улан-Баторского автомобильного тракта. Вдоль южного края этого выступа протягивается асимметричная грабен-

синклиналь, сложенная грубообломочными терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями нижнего мела. Эти отложения прорваны криптовулканическими телами фельзитов и липаритов, которые слагают самую высокую в районе горную вершину Хайрхан-Тугуриг-ула. Вдоль широтной зоны разлома, ограничивающей с юга клиновидный выступ, на протяжении 6 км прослеживается зона интенсивного окремнения, а также многочисленные мелкие прожилки и гнезда флюорита до 10—15 см мощностью. Зона окремнения и прожилки флюорита прослеживаются в палеозойских, юрских и нижнемеловых отложениях.

Нижнемеловые вулканы горы Хайрхан-Тугуриг-ула и прилегающий широтный выступ палеозойского основания пересечены системой поперечных сбросов и сбросо-сдвигов меридионального простирания. С широтными и поперечными меридиональными разломами в других частях Сайхан-Обинского прогиба также связаны зоны интенсивного окремнения. Одна из таких зон располагается к северо-востоку от сомона Сайхан-Обо, где вдоль системы меридиональных сбросов на протяжении более 3 км прослеживается зона окварцевания юрских песчаников и конгломератов. С той же зоной разломов связаны небольшие выходы кремнистых туффов, аналогичных нижнемеловым породам горы Хайрхан-Тугуриг-ула. В восточных районах Монголии в бортовых частях нижнемеловых впадин также наблюдаются зоны интенсивного окремнения типа вторичных кварцитов, связанные с проявлениями поствулканических процессов вблизи выходов нижнемеловых кислых вулканитов и субвулканических тел. Такие зоны окремнения наблюдались нами на западной окраине Дэлгэрнурской впадины вблизи сомона Мунку-хан в районе Мункуханской группы липаритовых нижнемеловых вулканов. Аналогичные зоны окремнения откартированы нами на северо-западном борту узкой нижнемеловой грабен-синклинали Тугульин-Булэн-Гоби, расположенной непосредственно к востоку от Сайхан-Обинского прогиба в 30 км к востоку от сомона Цаган-Обо. Здесь в окрестностях горы Субургал-Обо резко выступают в рельефе над пологими холмами вулканического плато восемь остроконечных конических вершин, сложенных светлыми нацело окремненными фельзитами.

На размытой поверхности дислоцированных юрских и нижнемеловых отложений в отдельных участках описанных структур и вулканических проявлений (в бассейне р. Онгыйн-Гол, Яманий-Гоби и др.) горизонтально залегают рыхлые красноцветные отложения верхнего мела — кайнозоя, представляющие собой остатки платформенного чехла, широко развитого в более южных районах Монголии.

В пределах Сайхан-Обинского прогиба выделяются современные впадины, отчетливо выраженные в рельефе. Наиболее крупные из них имеют северо-восточное простирание и сопряжены с описанными выше диагональными разломами (сбросо-сдвигами и надвигами) того же простирания. Последнее совпадение свидетельствует о том, что движения вдоль описанных разломов северо-восточного простирания, вероятно, возобновились и в новейшие этапы развития неотектонических структур.

\* \* \*

Описанные соотношения мезозойских и палеозойских структур отчетливо показывают, что крупная раннемезозойская (юрская) структура Сайхан-Обинского прогиба является новообразованной и резко наложенной на разновозрастные участки палеозойского, в том числе верхнепермского основания, при общей соподчиненности простираний крупных структурных форм палеозойского основания и мезозойского прогиба (Зоненшайн и др., 1971).

В строении Сайхан-Обинского прогиба отчетливо выделяются два этапа формирования структур: ранний и поздний. К раннему ниже-

среднеюрскому этапу относится формирование крупной асимметричной конседиментационной синклинальной структуры межгорного прогиба, расчлененного на отдельные ячеи двумя диагональными, также конседиментационными выступами. К этому же этапу относится возобновление движений вдоль южной Дэлгэр-Хангайской зоны глубинных разломов, в западной своей части заложеной еще в палеозое, а на востоке развивавшейся в продолжение юры. Внутреннее строение прогиба позволяет сделать вывод, что эти движения были сдвигового характера, сопряженные с общим пологим изгибом простирающихся структур от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке. С концом раннего этапа развития было связано формирование глыбово-складчатых структур внутри прогиба и проявление магматической деятельности восточной его части (излияние вулканитов среднего и кислого состава и внедрение морионовых гранитов, их автомагматических брекчий и экструзий липаритов).

К позднему этапу относится образование относительно пологих раннемеловых грабен-синклиналей, несогласно наложенных на дислоцированные юрские отложения и вулканиты.

С формированием раннемеловых структур было связано возобновление разрывных дислокаций и вулканической деятельности кислого состава.

Сравнение стратиграфических разрезов и морфологии нижнемеловых структур показывает, что мощность вулканогенно-осадочных отложений и интенсивность дислокаций возрастает по направлению с запада на восток. С позднемезозойским (и, возможно, более поздними) этапом развития структур связано также образование многочисленных новообразованных разломов, сопряженных с крупной Дэлгэр-Хангайской зоной разломов, пересекающих как юрские, так и нижнемеловые отложения. К ним относится система диагональных сбросов-сдвигов, сдвигов и пластин чешуйчатых надвигов северо-восточного и северо-западного простираения, а также широтных и меридиональных разломов. Верхняя возрастная граница их не ясна.

Вдоль отдельных разломов, ограничивающих раннемеловые грабен-синклинали, вблизи молодых криптовулканических образований наблюдаются зоны интенсивного окремнения, аналогичные описанным для Балейского золоторудного района Восточного Забайкалья.

Интенсивные юрские дислокации и проявления гранитоидного магматизма в пределах Сайхан-Обинского прогиба позволяют относить этот крупный мезозойский межгорный прогиб к структурам ревивации, широко развитым на востоке Монголии (Нагибина, 1967, 1970). Крайнее западное положение прогиба в зоне структур ревивации обусловило, по видимому, относительно слабое проявление мезозойской магматической деятельности, для которой в пределах Монголии вообще характерно затухание по направлению с востока на запад.

#### Литература

- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 5.
- Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Юрские отложения Юго-Восточного Хангая и прилегающих к нему районов Северной Гоби.— В сб.: Материалы по геологии Монголии. М., «Недра», 1966.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 48.

Геологический институт  
АН СССР  
Геологический институт  
АН МНР, Улан-Батор

Статья поступила  
18 декабря 1972 г.

УДК 551.243.4(571.55)

В. К. ШЕВЧЕНКО

**О ПРИРОДЕ НАДВИГОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Развитие надвигов рассматривается в связи с процессами ультраметаморфизма и гранитизации, происходившими вдоль глубинных разломов, и более широкими геологическими явлениями, обусловившими формирование современных морфоструктур Юго-Западного Забайкалья.

Юго-Западное Забайкалье в морфоструктурном отношении характеризуется чередованием гранитоидных валов и грабен-синклиналей, выраженных в современном рельефе хребтами и межгорными впадинами. Основные горные хребты: Заганский, Цаган-Дабан, Кудунский, Цаган-Хуртэй, Яблоновый, Малханский и др. Среди них расположены цепочки впадин: Гусиноозерско-Удинская, Тулгуйско-Кижингская, Хилокская и Чикой-Ингодинская. Этим морфоструктурам свойственны линейность, большая протяженность и строгий параллелизм в очертаниях. Соотношение длины к ширине морфоструктур от 1:4 до 1:10. От прилегающих впадин гранитоидные валы (хребты) с одной или обеих сторон отделены сбросами, взбросами и надвигами, по которым породы кристаллического фундамента местами надвинуты на юрско-меловые отложения впадин с амплитудой до нескольких километров.

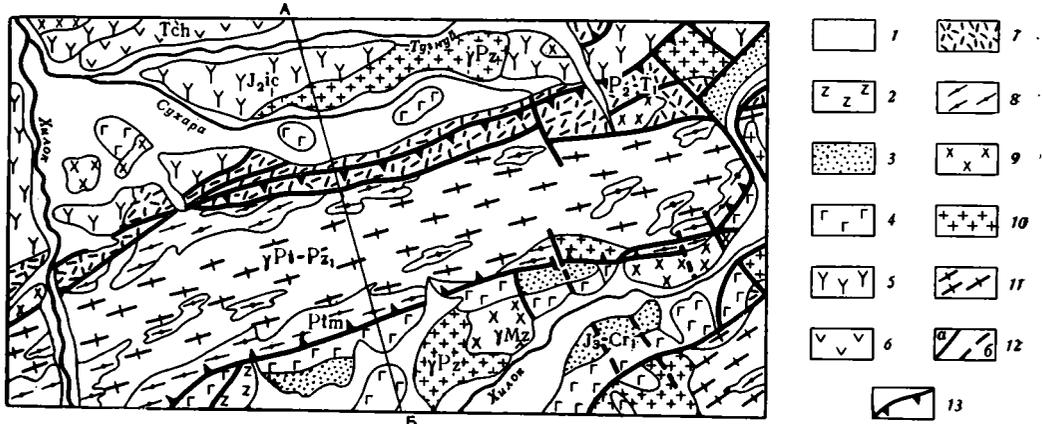
Происхождение надвигов Юго-Западного Забайкалья обсуждалось в геологической литературе неоднократно (Тетяев, 1928, 1938; Нагибина, 1946, 1963; Данилович, 1960, 1963; Флоренсов, 1960; Очиров и др., 1965; Боголепов, 1967; Соловьев, 1968, и др.), однако генетическая природа их выяснена еще недостаточно.

Решение этого вопроса, по нашему мнению, невозможно без анализа геологической истории структур, с которыми связаны надвиги, без знаний характера физико-химических процессов, протекавших в глубинных горизонтах земной коры в период формирования морфоструктур. Лишь на основе такого историко-геологического подхода могут быть поняты природа и механизм развития надвигов. Большое значение для объяснения генезиса надвигов имеет работа В. И. Сизых и В. Г. Гладкова (1968), посвященная анализу роли гранитизации в формировании сводовых структур Забайкалья.

Исходя из этих представлений автор ставит своей целью проанализировать строение и историю формирования основных морфоструктур Юго-Западного Забайкалья, рассмотреть весь ход развития надвигов и установить их связь с другими геологическими явлениями. Анализ формирования морфоструктур дается на примере Заганского хребта и прилегающих к нему впадин.

Заганский хребет приурочен к зоне древнейших в данном районе пород хангарульской (малханской) толщи протерозойского возраста, метаморфизованных в средних и высоких степенях амфиболитовой фации<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Как правило, наблюдается уменьшение степени метаморфизма пород от центральных частей хребта к его крыльям и периклинальным окончаниям, — вплоть до зеленосланцевой фации.



Схематическая геологическая карта Заганского хребта и прилегающих впадин. 1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — неоген-четвертичные базальты, андезитобазальты; 3 — верхняя юра — нижний мел, гусиноозерская серия: песчаники, конгломераты, алевролиты, угли; 4 — верхняя юра, хилокская свита: трахибазальты, конгломераты, песчаники; 5 — средняя юра, ичетуйская свита: базальтовые порфиры, туфы, конгломераты, фельзит-порфиры, перлиты; 6 — триасовая система, цаган-хунтейская свита: ортофиры, кварцевые порфиры, фельзиты, туфы; 7 — верхняя пермь — нижний триас, тамирская свита: фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, эпидот-хлорит-серпичитовые сланцы; 8 — протерозой, малханская серия: пара- и ортогнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты, мигматиты; 9 — мезозойские интрузии нерасчлененные: лейкократовые граниты, граносиениты и др.; 10 — палеозойские интрузии: граниты биотитовые, граносиениты, гранодиориты; 11 — протерозойские и раннепалеозойские интрузии: гнейсовидные граниты, гранитогнейсы, средне- и крупнозернистые граниты, аплиты; 12 — разрывные нарушения: а) достоверные, б) предполагаемые; 13 — надвиг (бергштрихи направлены в сторону падения сместителя)

Представлены они кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами. В составе толщи наиболее распространены парагнейсы, среди которых выделяются биотитовые, кварцитовидные, биотитово-гранатовые, биотитово-силлиманитовые и биотитово-амфиболовые гнейсы. Простирание толщи северо-восточное (рисунок).

Гнейсы и сланцы слагают крылья относительно простого по форме Заганского антиклинория (гранитогнейсового вала), являющегося вместе с тем одноименным хребтом. Протяженность антиклинория около 100 км при ширине 20—30 км. Залегание пород на его крыльях моноклинальное под углом 15—40°. На северном склоне хребта отмечаются кислые эффузивы тамирской свиты (верхняя пермь — нижний триас).

Антиклинорий отделяется с северо-запада и юго-востока от прилегающих к нему Тугнуйской и Чикой-Хилокской впадин, выполненных юрско-нижнемеловыми вулканогенно-осадочными угленосными отложениями, надвигами с падением сместителей к оси хребта под углом 30—40°. Надвиги трансируются вдоль бортов впадин зонами катаклазированных пород, милонитов и брекчий шириной до 5—6 км (Гладков и др., 1966). Надвиг с южной стороны хребта, по геофизическим данным, на глубине переходит в сброс, который имеет амплитуду смещения 1 км (Очилов и др., 1965). К нему приурочены штокообразные тела палеозойских и мезозойских гранитов и покровы кайнозойских базальтов (рисунок).

В ядре Заганского антиклинория располагаются гранитоиды предположительно нижнепалеозойского возраста, окруженные мигматитами и метаморфическими породами. Гранитоиды слагают огромное тело, вытянутое в северо-восточном направлении, простираение контакта которого совпадает со слоистостью вмещающих пород. Среди гранитоидов выделяются гранитогнейсы (теневые граниты), сиениты, граносиениты, средне- и крупнозернистые граниты и аллиты.

Гранитогнейсы приурочены к краевым участкам массива. Темноцветные минералы в них ориентированы взаимнопараллельно и придают породе гнейсовидный облик. Они содержат большое количество ориентированных ксенолитов субстрата и следы первоначальной слоистости пород. Слои обычно без перерыва и смещения переходят из метаморфических пород в гранитогнейсы.

Средне- и крупнозернистые граниты слагают центральную часть массива. У них едва заметна гнейсовидность. Гнейсовидная текстура обусловлена параллельной ориентировкой биотита и амфибола. Местами среди них появляются порфиридные граниты с выделением порфириобластов калиевых полевых шпатов размером до 3—4 см по длинной оси.

Сиениты и граносиениты представляют фациальную разновидность заганского комплекса гранитоидов и распространены незначительно. Особенностью гранитного тела является наличие в нем большого количества ксенолитов, простираение и падение которых совпадает со слоистостью вмещающих пород. Элементы залегания плоскостей линейной текстуры гранитов также совпадают с залеганием вмещающих метаморфических пород и очерчивают антиклинальное (куполообразное) строение гранитного массива. Важной особенностью является тесная связь гранитов с вмещающими породами, без зоны закалки в гранитах и контактовых ореолов вокруг них, а также наличие переходного типа пород — мигматитов и гранитогнейсов. Переходы между всеми породами постепенные и нечеткие. Структура гранитного массива и вмещающей толщи представляет как бы единое целое — единую антиклинальную структуру без смещений и перерывов.

Описанные особенности позволяют считать, что гранитоиды Заганского хребта сформировались в зоне ультраметаморфизма путем гранитизации метаморфической толщи, хотя центральные части массива на отдельных участках в области повышенной температуры могли возникнуть и в результате селективного плавления различных пород и внедриться в виде магматического расплава. Гранитизация развивалась в неоднородной по составу толще пород, что привело соответственно к значительному разнообразию в составе гранитоидов.

Линейность и большая протяженность гранитного массива указывают на пространственную связь между линейно ориентированным гранито-гнейсовым валом и глубинным разломом. Следовательно, причиной гранитизации являлись, по-видимому, кремнеземистые и содержащие щелочи растворы, постулавшие по глубинному разлому и обусловливавшие в течение длительного времени преобразование горных пород, на что указывает возрастание содержания калиевого полевого шпата и кварца в гранитизированных породах, уменьшение содержания цветных минералов и т. д.<sup>1</sup>

Происходившие на глубине процессы гранитизации и анатексиса связаны с разуплотнением пород, при котором увеличение объема может достигать значительных размеров. «Взбухание» гранитизированных пород нарушает гидростатическое равновесие, вследствие чего происходит движение массива гранитизированных пород вверх в виде диапирипо-

<sup>1</sup> Для гранитоидов заганского комплекса характерно повышенное содержание кремнекислоты и щелочей по сравнению с краевыми частями и вмещающей толщей, незначительное содержание магния, кальция и железа. Некоторые разновидности пересыщены глиноземом (Налетов, 1962; Дворкин-Самарский, Козулина, 1966).

добных масс, сопровождающиеся деформацией вмещающих пород. Связанные с этими процессами тангенциальные напряжения привели к возникновению линейной складчатости и образованию структуры гранито-гнейсового вала. По всей вероятности, за счет таких напряжений в палеозое возникла складчатая структура Заганского антиклинория, а в последующее, мезозойское время развивались надвиги.

Таким образом, в генетическом отношении Заганский антиклинорий представляет крупную положительную структуру, становление и развитие которой связано с длительными процессами метаморфизма и гранитизации в зоне глубинного разлома. Поскольку Юго-Западное Забайкалье состоит из серии аналогичных по строению валов, формирование этих структур в целом также можно связывать с указанными выше процессами вдоль глубинных разломов.

Метасоматические и магматические процессы, происходившие в зонах ультраметаморфизма Юго-Западного Забайкалья, развивались длительное время и проявлялись повторно в палеозойское и мезозойское время. Именно таким образом могут интерпретироваться данные по абсолютному возрасту гранитов и пегматитов заганского комплекса, соответствующие 85 и 130 млн. лет (Налетов, 1962). «Омоложденные» значения абсолютного возраста заганских гранитов, несомненно, свидетельствуют о молодых, наложенных процессах гранитизации.

Развитие метаморфизма и гранитизации сопровождалось в областях повышенной температуры образованием магмы, выжимаемой по сети разрывных нарушений как в интрузивной, так и эффузивной формах. В течение триаса и юры, предшествовавших образованию впадин, в описываемом районе накопились огромные толщи вулканогенных пород, суммарная мощность которых составила 2—4 км. Близкая пространственная и временная связь вулканических излияний с образованием межгорных впадин заставляет предполагать их взаимообусловленность. Можно сделать вывод о приуроченности межгорных впадин к магматическим очагам.

А. Я. Салтыковский (1967) и И. Н. Фомин (1969) указывают, что мезозойские эффузивы описываемого района в основной своей массе являются внутрикоровыми образованиями и сформировались на глубине 3—4 км от дневной поверхности за счет переплавления вмещающих пород фундамента. Из изучения магматических структур в природной обстановке, а также по результатам исследования на моделях (Рамберг, 1970) известно, что материал к гранито-гнейсовым валам и куполом выступает и из окрестных участков. Отток магмы из участков, расположенных вблизи этих морфоструктур, приводит к утонению питающего слоя и оседанию вышележащих пород. Такие проседания вокруг магматических структур Юго-Западного Забайкалья сопровождались образованием расколов (сбросов), поскольку жесткий фундамент являлся неблагоприятным для развития пластических деформаций.

Происхождение впадин, таким образом, может быть объяснено проседанием участков литосферы над магматическими очагами вследствие излияния большого объема лав. Объем изверженных лав с учетом их эродированной части вполне соизмерим с размерами позднемезозойских впадин.

Геологический материал, как уже говорилось выше, свидетельствует о цикличном характере магматической деятельности в Юго-Западном Забайкалье. В мезозойский этап имели место по меньшей мере пять циклов эффузивного вулканизма, каждый из которых завершался внедрением интрузий гранитоидов (Очиров и др., 1965). В связи с тем, что процессы гранитизации и сопровождающие их магматические явления протекают со значительным возрастанием объема гранитизированных пород, становится очевидным, что непосредственной и главной причиной вертикальных поднятий гранито-гнейсовых валов, образующих хребты,

являются гранитизация, изменение объемов горных пород на глубине и развивающиеся при этом механические напряжения.

Происходившие перманентно в одних и тех же очагах вдоль глубинных разломов процессы гранитизации всякий раз приводили к поднятию гранитоидных валов и обновлению рельефа. Отсюда становится понятной преемственность в развитии древних и молодых структур Юго-Западного Забайкалья, выражающаяся в том, что на древних антиклинальных структурах развились молодые сводово-глыбовые поднятия, на синклиналиях — грабенообразные впадины. В процессах перманентного развития метаморфизма и гранитизации заключается причина унаследованного развития морфоструктур и восстановление их в основных чертах после денудационного выравнивания.

Последним этапом проявления гранитизации было образование интрузий хурай-байбинского комплекса (поздний мел — палеоген), соответствующего по возрасту сотниковской свите конгломератов, венчающих разрез мезозойских отложений впадин. Именно с этими интрузиями следует связывать «гранитизацию» пород гусиноозерской серии (верхняя юра — нижний мел) и повышенный метаморфизм углей в Тунгуйской впадине. Активные контакты сиенит-порфиров хурай-байбинского комплекса с юрскими осадочными толщами, испытывавшими при этом окварцевание и даже гранитизацию, можно наблюдать на горе Барун-Ула в обрамлении Боргойской впадины, в Гусиноозерской впадине, в окрестностях Улан-Удэ и других местах (Михно, 1960; Флоренсов, 1960; Соловьев, 1968). Однако денудационный срез еще недостаточно глубок, и интрузивные тела этого комплекса в большинстве своем еще не вскрыты эрозией.

Фациальный состав отложений сотниковской свиты и ее возрастных аналогов со всей очевидностью свидетельствуют об обстановке интенсивных тектонических движений того времени, вызвавших образование надвигов. Известно, что проявление надвигов происходило в посленижнемеловое время на уровне современных днищ впадин (Данилович, 1960).

После образования впадин, компенсировавших массовые излияния эффузивов, свод (хребет) получил возможность роста не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Лишенный сопротивления со стороны впадин свод расширился, наползая и «задавливая» впадины по принципу «бортового отпора» (процесса, хорошо известного в инженерной геологии). При этом происходило, по-видимому, отседание крыльев свода (скальвание), о чем свидетельствует некоторая его ступенчатость.

Некоторые исследователи (Боголепов, 1967, и др.) указывают, что относительно небольшая мощность отложений сотниковской свиты свидетельствует о незначительном проявлении в это время вертикальной компоненты тектонических движений. Это естественно, так как вертикальные движения трансформировались в горизонтальные. Именно в этот этап произошло «перерождение» некоторых сбросов в приповерхностных условиях в надвиги, что отмечалось ранее рядом исследователей (Напибина, 1946, 1963; Флоренсов, 1960; Очиров и др., 1965).

Примерно к этому же времени относится образование надвигов Моностойского, Боргойского, Малханского и др., аналогичных по строению хребтов Юго-Западного Забайкалья, ядра которых сложены гранитоидами различного возраста. Все эти надвиги, как, впрочем, возможно, и надвиги Станового хребта, являются, несомненно, следствием общих причин. По всей вероятности, тектоническая активность Заганского и других хребтов может быть связана с активностью глубинных разломов, подводящих «ювенильные» растворы и газы, обуславливающие гранитизацию, изменение и преобразование горных пород и их объемов на больших глубинах и образование очагов гранитной магмы, выжимаемой по сети разрывных нарушений разного порядка. Именно изменение объемов гор-

ных пород земной коры при гранитизации и развивающиеся при этом напряжения являются, по всей вероятности, непосредственной причиной как вертикальных поднятий, так и развития надвигов.

#### Литература

- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Гладков В. Г., Сизых В. И., Фомин И. Н., Сизиков А. И. Структурные элементы мезозойских сводовых поднятий Западного Забайкалья.— *Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья*, 1966, вып. 1 (3), Чита.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов.— *Геол. и геофизика*, 1963, № 2.
- Данилович В. Н. О характере и природе главных тектонических разрывов в Юго-Западном Забайкалье.— *Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР*, 1960, № 10.
- Дворкин-Самарский В. А. и Козулина И. М. Некоторые черты геохимии и петрографии гранитоидов юга Бурятии.— *Тр. Бурятского компл. н.-и. ин-та СО АН СССР*, 1966, вып. 22, серия геол., Улан-Удэ.
- Михно Н. П. Проявление посленижнемеловой интрузивной деятельности в окрестностях г. Улан-Удэ.— *Матер. совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья*. Улан-Удэ, 1960.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— *Тр. ГИН*, 1963, вып. 79.
- Нагибина М. С. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1946, № 4.
- Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. *Госгеолтехиздат*, 1962.
- Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Доржиев Ц. Ц., Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. *Бурятское книжн. изд-во*, Улан-Удэ, 1965.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. Перев. с англ., М., «Мир», 1970.
- Салтыковский А. Я. Некоторые черты континентального вулканизма на примере Юго-Западного Забайкалья. М., «Наука», 1967.
- Сизых В. И., Гладков В. Г. Роль гранитизации в линейном короблении фундамента Забайкалья.— В сб.: *Минералого-петрографические очерки Забайкалья*. Бурятское книжн. изд-во, Улан-Удэ, 1968.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Тетяев М. М. К геологии Селенгинской части Хамар-Дабана.— *Вестн. геол. ком.*, 1928, т. III, № 7.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— *Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Сер. геол.*, 1960, вып. 19.
- Фомин И. Н. Базальт-андезит-липаритовая формация Западного Забайкалья.— *Уч. зап. Читинского пед. ин-та*, 1969, вып. 19.

Второе гидрогеологическое  
управление  
Москва

Статья поступила  
13 октября 1972 г.

УДК 551.242.52/551.242.3(574.42+581)

**И. М. СБОРЩИКОВ, В. И. ДРОНОВ, С. М. КАЛИМУЛИН,  
С. Х. МИРЗОД****СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ  
И СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ АЛЬПИЙСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

В качестве пограничной системы структур между альпийскими складчатыми системами и Туранской плитой в пределах Афганистана выделяется своеобразно построенная зона вдоль р. Герируд. На этом отрезке отсутствуют фронтальные сооружения типа краевых прогибов, а Герирудская зона косо срезает структуры Альпийского пояса. Строение зоны свидетельствует о наличии крупного правостороннего сдвигового смещения вдоль нее. В деформации вовлечены и смежные участки Туранской плиты. В зоне Герируд приведены в соприкосновение тектонически разнородные и разновозрастные структуры, а нарушение нормальных связей между областями геосинклиального и платформенного режима, очевидно, воспрепятствовало образованию краевого прогиба.

Система структур Альпийско-Гималайского пояса Евразии на огромном расстоянии от Кавказа до Памира граничит на севере с платформами. Почти повсеместно сочленение геосинклиальных систем с платформенными осуществляется здесь посредством узких и глубоких депрессий, в целом отвечающих обычным представлениям о краевых прогибах. И лишь отрезок между дугой складок Копетдага и грандиозным изгибом Памиро-Гималайского синтаксиса выделяется своеобразным строением. Этот участок целиком располагается в пределах Афганистана и, благодаря интенсивно проводящимся в последние годы геологическим исследованиям в этой стране, изучен достаточно хорошо. Уже после работ Немецкой геологической миссии (ФРГ), давшей по существу первую сводную карту старны (Geological map of Afghanistan, 1969), выделилась особая зона пограничных структур в долине р. Герируд. В дальнейшем отдельные части зоны изучались в процессе специализированных съемочных работ К. Я. Михайловым, В. П. Колчановым, В. В. Кулаковым и др. В последние годы в исследовании этого региона принимали участие В. И. Дронов, С. М. Калимулин, А. Х. Кафарский, С. С. Карапетов, И. М. Сборщикова, И. И. Сонин и др. (работы по созданию сводной карты Афганистана м-ба 1 : 500 000, осуществляемые Департаментом геологии и горных дел Афганистана при техническом содействии Советского Союза).

На рассматриваемом участке складчатые сооружения Альпийского пояса граничат на севере с Туранской плитой. Последняя в пограничных районах СССР и Афганистана перекрывается мощными орогенными отложениями кайнозоя, что дает основание некоторым геологам (Браташ и др., 1970) выделить здесь особую тектоническую структуру — Верхнеамударьинскую депрессию. Не оспаривая необходимости выделения такой наложенной структуры, мы считаем целесообразным оставить название Туранской плиты для всего региона платформенного строения вплоть

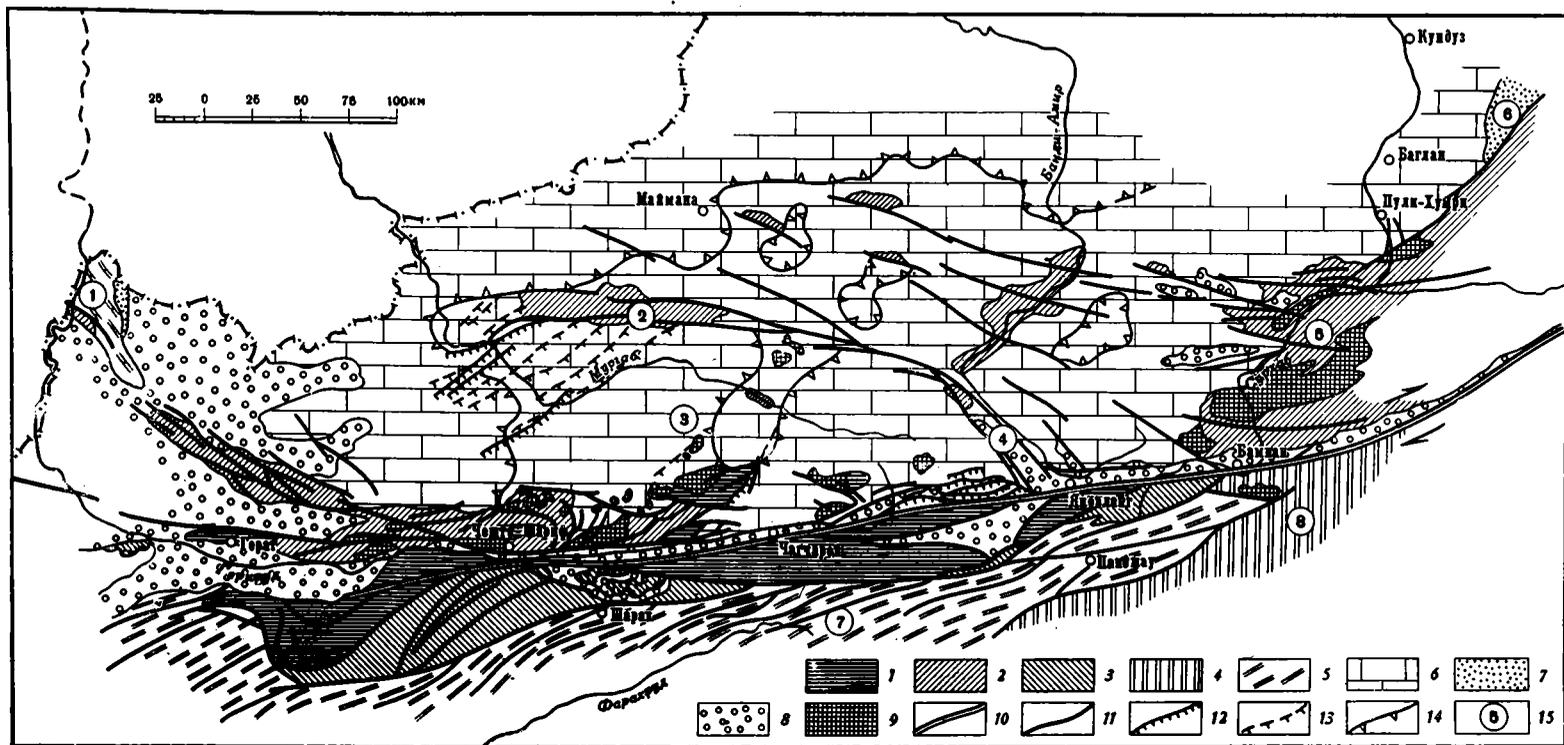


Рис. 1. Схема зоны сочленения Туранской плиты и альпийских сооружений в пределах Афганистана.

1 — блоки докембрийского фундамента; 2 — складчатый комплекс палеозоя и продолжающие его формации триасовых прогибов; 3 — складчатый комплекс палеозоя и мезозоя (последюрской консолидации); 4 — докембрийские и субплатформенные палеозойские образования Центрально-Афганистана; 5 — комплекс геосинклинальных прогибов альпид; 6 — платформенный чехол Туранской плиты; 7 — формации краевых прогибов; 8 — наложенные неогеновые впадины; 9 — интрузивные образования; 10 — Герирудский сдвиг; 11 — прочие разрывные нарушения (сбросы, сдвиги); 12 — разрывы типа взбросов и надвигов; 13 — крупные флексуорообразные складки; 14 — контуры пологих депрессий в пределах Туранской плиты; 15 — цифровые обозначения основных тектонических структур: 1 — Копетдаг и Предкопетдагский краевой прогиб; 2 — поднятие Банди-Туркестан; 3 — Мургаб-Герирудский блок, 4 — Яковлангский грабен, 5 — Сурхобский выступ, 6 — Афгано-Таджикская впадина, 7 — Фарсхрудская зона, 8 — Гельменд-Аргандабская зона

до северных отрогов хр. Парапамиз и Гиндукуш, где горизонтально лежащий чехол поднят на высоту в 2,5—3 км. С юга плита ограничивается Герирудской зоной<sup>1</sup>, выделяющейся благодаря выходам на поверхность в виде узких полос докембрийских и палеозойско-мезозойских толщ. Нередко она рассматривается как проявление глубинного разлома—шовная структура, в целом отделяющая меловые платформенные отложения на севере от геосинклинальных формаций верхнего мезозоя, расположенных южнее собственно альпид. Эта зона начинается вблизи Афгано-Иранской границы, там, где замыкается расположенный западнее Предкопетдагский краевой прогиб (рис. 1). В Афганистане она протягивается вдоль долины р. Герируд до северных отрогов хр. Гиндукуш, а уже далее, в качестве краевой структуры альпийского пояса в предгорьях Бадахшана вновь обособляется депрессия типа краевого прогиба — Афгано-Таджикская впадина. Если названные краевые прогибы выступают как структуры фронтальные, в целом параллельные простиранию альпийских складчатых сооружений, то Герирудской зоной складчатые и разрывные дислокации, подходящие к ней с юга, срезаются резко под острым углом. Четко выраженная клинообразная (в современном плане) форма Фарахрудской зоны представляет собой одно из самых своеобразных и интересных явлений в ряде тектонических структур Афганистана.

В системе блоков-клиньев Герирудской зоны на поверхность выведены толщи складчатых комплексов от докембрия до юры включительно. В целом же эта область характеризуется относительно неглубоким положением фундамента, что фиксируется данными аэромагнитной съемки (Final report..., 1967). Трансгрессивное перекрытие архейско-протерозойских отложений меловыми отмечается в нескольких пунктах к северо-востоку от г. Чагчарон, а также в ряде мест провинции Бамиан.

В пределах Герирудской зоны выделяются геосинклинальные комплексы, несомненно принадлежащие разновозрастным складчатым системам. К югу от долины р. Герируд в узких изолированных клиньях палеозойские и мезозойские отложения прослеживаются от района Герата почти до Чагчарона, и в целом их можно параллелизовать с формациями Центрального и Юго-Восточного Памира. Замыкание геосинклинального режима этой области произошло в позднеюрско-раннемеловое время. Палеозойские толщи к северу от Герирудского разлома, по-видимому, имеют определенную общность с разновозрастными образованиями Северного Памира, хотя сейчас еще и не совсем ясно, насколько далеко тектонические структуры Северного Памира протягиваются в пределы Афганистана. Развита севернее Герата пермская красноцветная формация, выделенная впервые по работам К. Я. Михайлова, является «отголоском» (но не завершением) варисцийского цикла, полнее проявившегося на Северном Памире (Бархатов, 1963). Процесс геосинклинального развития, по-видимому, не завершился полной консолидацией в палеозое, и его своеобразным продолжением явились прогибы триасового времени. Выходы триасовых отложений широко развиты как в Герирудской зоне, так и к северу от нее, где они вскрываются в ряде мест из-под платформенного чехла Туранской плиты. Энергичное и относительно кратковременное прогибание территории в триасе привело к накоплению мощных терригенно-вулканогенных толщ и завершилось интенсивной складчатостью в конце триаса. Уже и ранее отмечалось (Колчанов и др., 1970), что триасовые отложения по существу нельзя рассматривать ни как завершающий комплекс варисцийского цикла, ни как нижний этаж платформенного чехла. Можно спорить и о правомочии отнесения к киммеридам (Славин, Мирзод, 1969), столь неполно развитых и тесно свя-

---

<sup>1</sup> По представлениям В. И. Браташа и др. (1970), южная граница Туранской плиты проходит севернее — вдоль северных подножий хр. Банди-Туркестан.

занных с предшествующей историей прогибов. Во всяком случае независимо от терминологии наиболее существенным является особое, промежуточное положение этого комплекса<sup>1</sup>.

Очевидно, что уже в триасе (а скорее всего и раньше) зона Герируд была пограничной структурой, к северу и югу от которой располагались провинции с существенно различным режимом и характером осадконакопления (Колчанов и др., 1970). И уже начиная с юры, мезозойские комплексы по обе стороны пригерирудской полосы не имеют ничего общего между собой.

Процессы собственно альпийского геосинклинального цикла во многом переработали и изменили общий облик огромных территорий, и можно утверждать, что именно с ними связаны наиболее существенные черты современного строения рассматриваемой области.

Несомненно, что ведущим элементом в строении Герирудской зоны являются разрывные нарушения (рис. 1). На фоне в целом субширотно ориентированных ветвящихся систем нарушений выделяется основной шов. Долина р. Герируд, начиная от пос. Чеште-Шариф и выше, трассирует этот шов. Система блоков, в которых на поверхность выведен докембрий, приведенный в соприкосновение с молодыми (неогеновыми) грабенообразными впадинами, весьма характерна для этого отрезка. Четкая линия разрыва прослеживается южнее пос. Яковланг к Бамиану, где она отделяет карбонатные отложения чехла Туранской плиты от палеозойских складчатых комплексов Центрального Афганистана. Далее на северо-восток эта зона уходит через перевал Шебар вдоль рек Горбанд и Паншер, вклиниваясь в область развития докембрийских и палеозойских толщ Гиндукуша и Бадахшана. Узкая полоса неогеновых наложенных впадин сопровождает зону разрыва. А. Дезио (Desio, 1963) полагает, что эта линия продолжается еще дальше, переходя в южный разлом Памира.

К западу от Чеште-Шарифа зона основного разлома расщепляется на несколько ветвей. Одна из них по левобережью Герируда проходит к югу от Герата и, отклоняясь на юго-запад, растворяется в системе структур запада Афганистана, окаймляющих Фарахрудскую зону. Другая серия разрывов прослеживается в субширотном направлении, теряясь под молодыми отложениями района Герата. Между этими двумя ветвями вклинивается крупный блок докембрия. И, наконец, полоса выходов палеозойских и триасовых отложений сложного блокового строения протягивается севернее Герта, изгибаясь на северо-запад. Естественное продолжение этой ветви уже за пределами Афганистана — складки системы Копетдага.

Структуры, сопряженные с севера и юга с основным разрывным нарушением, дают закономерный и своеобразный тектонический рисунок. С юга от разрыва, по левобережью Герируда в районе хр. Снах-Кох, выделяется область выходов домеловых толщ, постепенно в виде клина сужающаяся в восточном направлении южнее г. Чагчарон. На крайнем западе в этой полосе выделяется несколько необычной формы блок докембрийского основания, округло замыкающийся в юго-западном направлении. Система дугообразных разрывных нарушений отчленяет его от мезозойских и кайнозойских формаций Фарахрудской зоны.

Палеозойские, триасовые и юрские отложения к востоку от этого докембрийского блока несут следы чрезвычайно сложной структурно-фациальной обстановки их накопления. При этом и основные разрывные нарушения, и складчатые структуры в целом вытянуты в северо-восточном направлении и под острым углом причленяются к основному Герирудскому разлому. Пликативные дислокации здесь весьма разнообраз-

<sup>1</sup> В связи с этим, рассматривая Северный Афганистан («Предпарапамизскую ступень») в составе эпипалеозойской Туранской плиты, авторы признают некоторую дискуссионность этого положения.

ны — от пологих неглубоких складок и мощных моноклиналей с преобладающим юго-восточным падением до интенсивной изоклинальной складчатости в отдельных блоках и приразломных зонах. Почти повсеместно отмечается некоторое опрокидывание структур к юго-востоку.

Особого внимания заслуживает выявленная в последние годы серия шарьяжных останцов в рассматриваемой полосе к северу от пос. Шарак. Здесь в аллохтонном залегании находятся отложения кембрия, девона, карбона, триаса и юры, залегающие на неогеновых либо палеогеновых толщах. Площадь отдельных тектонических покровов достигает десятков квадратных километров. Пока еще нет данных для того, чтобы определенно говорить о направлении и амплитуде движения по этим надвигам. Можно лишь полагать, что структурно они тесно связаны с Герирудской зоной. С севера область развития шарьяжей срезается крупным блоком докембрийских пород, вытянутым в широтном направлении до верховьев р. Герируд. Дислокации северо-восточных направлений зоны Фарахруд подходят с юга к разрыву, ограничивающему этот блок. И уже южнее Баминана в сложном пучке схождения тектонических линий появляются палеозойские толщи Аргандаб-Гельмендской зоны.

Севернее основной зоны разрыва по выходам докембрийских, палеозойских и триасовых толщ вырисовывается сложная мозаично-блоковая структура. Начиная от среднего течения р. Герируд, т. е. там, где центральный шов уже отчетливо обособляется, и далее на восток наиболее характерны блоки, ограниченные разрывами северо-восточных направлений. В полосе шириной 20—50 км наблюдается в целом единообразная система тектонических клиньев. Южное ограничение чехла Туранской плиты обрисовывается здесь в виде причудливой, чаще всего ломаной или фестончато изогнутой линии.

На общем фоне выделяется система дислокаций на участке к востоку и северо-востоку от пос. Чеште-Шариф. Некоторые разрывные нарушения, отходящие от основного разлома в север — северо-восточном направлении, дугообразно изгибаются на северо-запад, местами приобретая почти широтное простираие. Некоторые разрывы уже в платформенном чехле несколько севернее повторяют эти направления. По ним нередко видны отчетливые левосторонние сдвиговые смещения.

Восточнее Чагчарона кайнозойские отложения наложенных впадин в значительной мере затушевывают общий тектонический рисунок. Однако и здесь отчетливо выделяются основные северо-восточные разрывы и отдельные небольшие нарушения (левосторонние сдвиги), напоминающие дугообразные разрывы у Чеште-Шарифа.

С севера на этом участке к Герирудской зоне примыкает выступ докембрийского фундамента, оконтуривающийся по отдельным выходам архей-протерозойских толщ из-под платформенного чехла плиты.

Система диагональных (по отношению к основному) разрывов наблюдается и далее, вплоть до верховьев Герируда, однако на междуречье Герируд — Банди-Амир уже не они определяют общую структурную ситуацию. По тектонической напряженности и сложности строения этот участок не сопоставим ни с каким другим во всей рассматриваемой полосе правобережья Герируда. Стратиграфический интервал выходящих здесь отложений относительно невелик и включает меловые и перекрывающие их неогеновые образования. Лишь в отдельных небольших блоках выходят докембрийские толщи. Плавно погружающийся на юг карбонатный чехол плиты при приближении к Герируду приобретает очень сложную складчатую структуру, нарушенную взбросами и пологими надвигами (рис. 2). Как складки, так и разрывные нарушения имеют субширотное простираие, практически параллельное линии основного разрыва. В деформации оказались вовлеченными и неогеновые грубообломочные конгломераты, выполняющие одну из наложенных впадин. Нередко они зажаты в виде пологих надвиговых клиньев-пластин между по-

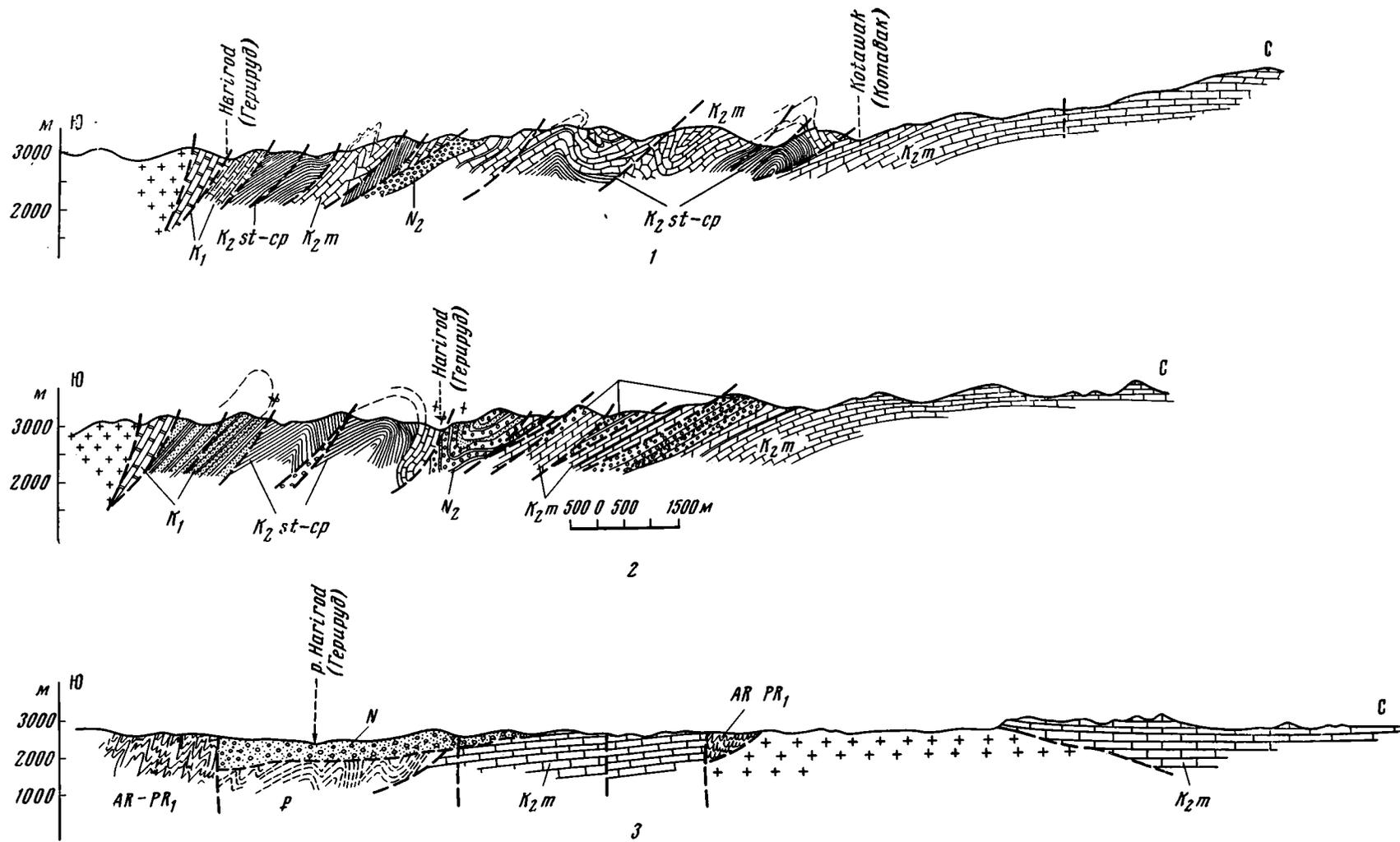


Рис. 2. Геологические разрезы участка интенсивного смятия в верховьях р. Гериурд (1, 2). Для сравнения приведен разрез через Гериурдскую зону восточнее Чагчарона (3)

родами мелового возраста. Общее падение плоскостей сместителей южное. В целом строение этого участка нельзя трактовать иначе, как результат локальных сжимающих напряжений, действовавших в субмеридиональном направлении. Примечательно появление в отдельных блоках меловых отложений в фациях, мало похожих на близлежащие платформенные образования.

С востока складчатые и надвиговые нарушения этого участка ограничиваются Яковлангским грабеном. Это крупная структура 5—10 км шириной и длиной около 50 км, выполненная в южной части неогеновыми, практически недислоцированными отложениями. Грабен резко асимметричен. Ограничивающий его с юго-запада разрыв является основным, и амплитуда вертикального перемещения по нему составляет 800—1000 м. Именно у юго-западного сброса и находится наиболее погруженная часть грабена, днище которого постепенно воздымается на северо-восток, и уже чисто условным ограничением другого борта является система малоамплитудных трещин вдоль р. Банди-Амир. Яковлангский грабен подходит к линии Герирудского разлома с северо-запада, местами как бы срезая складчатые и надвиговые нарушения пригерирудской полосы, и затем, изгибаясь, раскрывается на восток вдоль долины р. Банди-Амир.

Северо-западным продолжением грабена являются разрывные нарушения, прослеживающиеся до верховий р. Мургаб, где они круто изгибаются к западу и далее тянутся в широтном направлении. Структурно в этой системе нарушений находится и поднятие хр. Банди-Туркестан, которое представляет собой сложно построенное сооружение типа горст-антиклинали (рис. 3). В ядре здесь вскрываются толщи триаса и перми, а крылья сложены меловыми отложениями. Интенсивная, типично геосинклиальная складчатость домеловых толщ довольно четко подчиняется принципу компетентности, и повсеместно наиболее сложные дислокации обнаруживаются в податливых, глинистых породах, а в массивных породах структура существенно упрощается. Выходы же монолитных пермских красноцветных песчаников практически не дислоцированы. В целом складчатые нарушения в триасовых толщах характеризуются простираниями, близкими к широтным, местами отклоняясь до северо-восточных и северо-западных. В восточной части поднятия Банди-Туркестан выходы триаса в ядре ограничены взбросо-сдвигами. К западу антиклиналь Банди-Туркестана тупо замыкается, и на ее периклинали уже в меловых отложениях вырисовывается крупная складка коробчатого типа.

Таким образом, грабен Яковланга, ряд разрывов, трассирующихся от него на северо-запад и запад, и, наконец, поднятие Банди-Туркестан выступают в совокупности в виде единой дугообразной системы нарушений в теле плиты. Эта дуга ограничивает с севера и востока, а Герирудская зона с юга огромный клин — Мургаб-Герирудский блок. Мелкомасштабный снимок со спутника «Джемини V» дает представление о том, насколько значительны и эффектно выражены эти основные системы нарушений (рис. 4). Практически горизонтальное залегание карбонатного чехла в пределах Мургаб-Герирудской глыбы нарушается лишь рядом субпараллельных складок, сконцентрированных в основном к югу и юго-западу от поднятия Банди-Туркестан. Некоторые из них служат естественным продолжением структур этого антиклинорного сооружения на юго-запад, а другие подходят к нему под острым углом. Большинство этих дислокаций протягивается в северо-восточном направлении, достигая по простиранию десятки километров. По облику они ближе всего к флексуорообразным складкам. Нередко встречаются очень крутые перегибы замков, запрокидывание пластов на крыльях, а общий стиль дислокаций приближается к промежуточному типу складчатости. Чаще всего на флексурах юго-восточные крылья являются нижними ступенями, смещаясь по вертикали относительно северо-западных на 200—250 м, а в

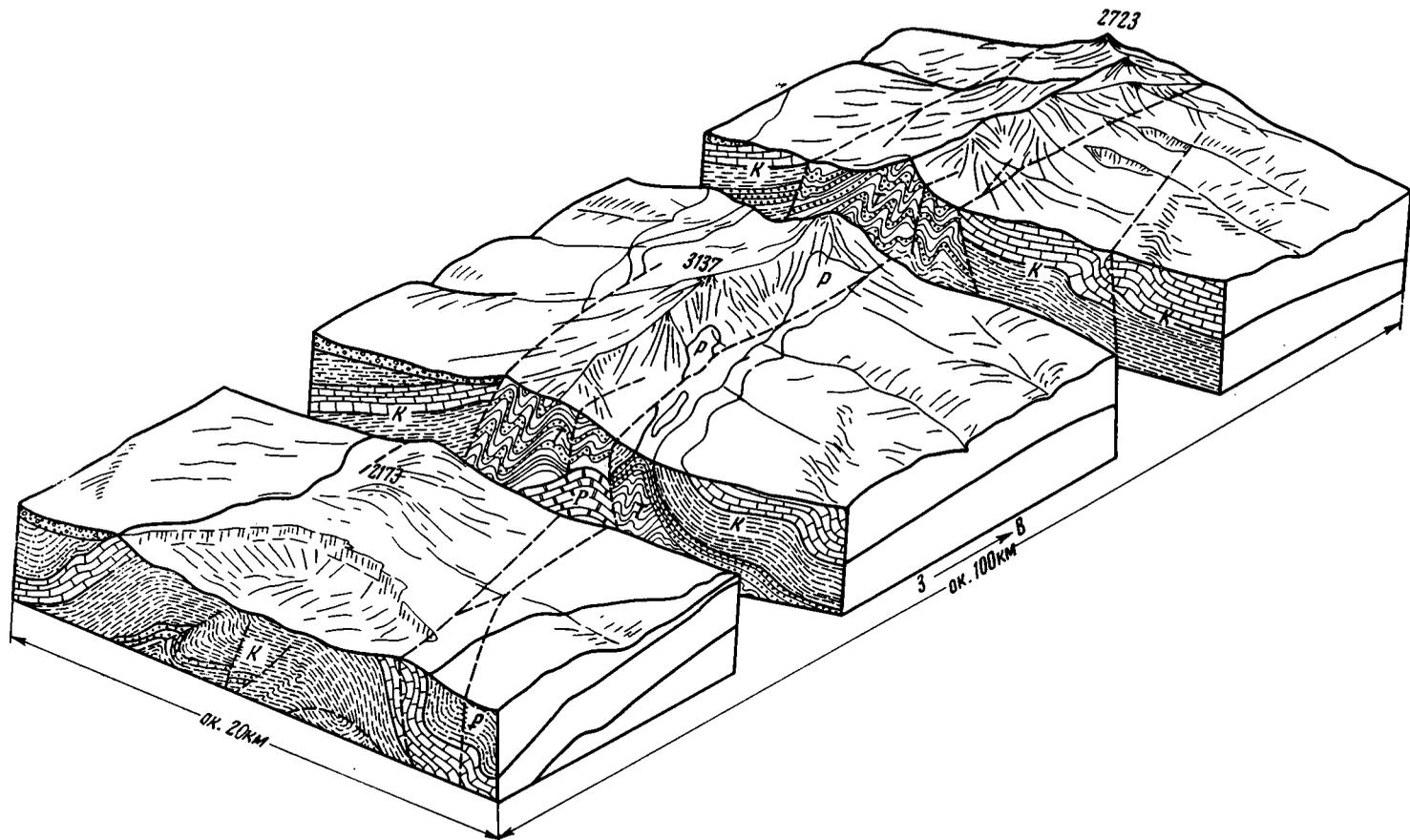


Рис. 3. Блок-диаграмма поднятия хр. Банди-Туркестан

отдельных случаях и больше. Пологие нарушения взбросо-надвигающего характера, осложняющие нередко эти складки, а также локализация их только в меловых толщах (они не прослеживаются в триасе Банди-Туркестана) свидетельствуют о покровном характере дислокаций. Это типичные складки чехла, по-видимому, распространенные в Северном Афганистане достаточно широко (Мирзод и др., 1968). Ступение субпараллельных флексур можно рассматривать как естественное ограничение Мургаб-Герирудского блока на северо-западе, и, наконец, на западе он перекрыт чехлом кайнозойских отложений, выполняющих очень пологие впадины и мульды.

Восточнее Яковланга вплоть до Бамиана южная окраина Туранской плиты скрывается под неогеновыми толщами приразломной наложенной



Рис. 4. Мургаб-Герирудский блок на снимке со спутника «Джемини V» от 25.VIII.1965 г. (фото из Bull. of Afghan Geological and Mineral, No. 4, Kabul, 1970)

впадины. К северо-востоку от Бамиана продолжение Герирудского разлома в системе нарушений рек Горбанд — Паншера уже не играет роли пограничного шва, а диагонально рассекает структуры Северо-Восточного Афганистана.

Выходы палеозойских и мезозойских толщ крупного блока севернее Горбанд-Паншерских разломов между Бамианом и Пули-Хумри далеко выступают на запад, вскрываясь из-под меловых отложений Туранской плиты. Эту крупную систему структур предлагается выделить как Сурхобский поперечный (по отношению к границе плиты и складчатых сооружений Гиндукуша) выступ. В виде отдельных небольших окон, в которых дислоцированный палеозой и триас «просвечивают» из-под платформенного чехла, этот выступ может быть прослежен далеко на северо-запад вплоть до Сари-Пуля и Майманы. Поднятие на месте современного выступа фиксируется явно сокращенными разрезами мела этих районов (по сравнению, например, с Мургаб-Герирудским блоком). Целая серия параллельных разрывов рассекает выступ на узкие блоки. Расходясь в виде крупного пучка в верховьях р. Горбанд, эти нарушения имеют в целом северо-западное простирание в предгорьях Гиндукуша

и далее, изгибаясь, вытягиваются в субширотном направлении. Ряд гранитоидных интрузий приурочен к этому выступу, и наиболее крупным из них является Салангский (Главный Гиндукушский) батолит.

К каким же выводам может привести синтез структурных особенностей Герирудской зоны? Первое, что обращает на себя внимание, — это наличие закономерно ориентированных разрывов и складчатых дислокаций к северу и югу от основного нарушения. На отрезке от Чеште-Шарифа до Яковланга повсеместно Главный Герирудский разлом сопровождается разрывами, примыкающими к нему под острым углом и вытянутыми в направлении северо-восток — юго-запад. Подобная картина типична для сдвигов с оперяющими сколовыми трещинами. Предположение о наличии правостороннего сдвига вдоль Герируда высказывалось и ранее. (Wellman, 1966; Хаин, 1969). Такой вывод кажется правдоподобным при рассмотрении даже в самых общих чертах строения Юго-Западного Афганистана (главным образом Фарахрудской зоны). По существу же определенная генетическая связь со сдвигом (к югу от него) обнаруживается лишь в структуре узкой полосы хр. Снах-Кох по левобережью Герируда, выделяющейся и своеобразным комплексом отложений. Общее северо-восточное с разворотом почти до широтного простираение складок и разрывов здесь и дугообразное замыкание докембрийского блока на западе находят логичное объяснение в схеме правостороннего сдвига с движением южного его крыла вдоль Герирудского разрыва на запад.

Обратное (восточное) движение северного крыла привело к созданию сложной ассоциации структур, включая деформации краевых частей Туранской плиты. При этом Мургаб-Герирудский блок представляется отколовшейся глыбой, несколько отставшей от общего перемещения этого крыла в восточном направлении. Зона растяжения и отрыва в головной его части фиксируется сбросами Яковлангского грабена, переходящими в субширотные сдвиги. В то же время в тыловой его части возникает серия флексурных складок как результат коробления чехла при общем его соскальзывании с основания. Это сгуживание материала, очевидно, компенсирует растяжение в восточной части блока. С этих позиций могут быть объяснены и наблюдавшиеся в отдельных местах ненормальные взаимоотношения меловых отложений с докембрийскими, которые казались первоначально неразрешимыми загадками. Так, к северу от Чагчарона светлые известняки верхнего мела, образующие моноклиальные (до 20—30°) пакеты или пологоскладчатые формы, залегают на практически горизонтальной поверхности метаморфических сланцев докембрия (рис. 5). Отчетливо видимым на аэрофотоснимках контактом совершенно очевидно срезаются различные горизонты мела. На участке, в целом не отличающемся тектонической напряженностью, такие соотношения, действительно, выглядят странными и, по-видимому, могут быть объяснены только срывом значительной по площади пластины чехла. Поверхностями срывов на границе механически разнородных сред могут служить и кровля кристаллического основания, и контакт сланцевых толщ триаса с карбонатными меловыми отложениями.

С общим реверсионным движением Мургаб-Герирудского блока, вероятно, связаны и дугообразные разрывы к северу от Чеште-Шарифа как своеобразные, изогнувшиеся при обратных подвижках (или, вернее, отставании в движении) трещины отрыва. Такова же, как нам кажется, природа и некоторых дислокаций в системе северо-восточных блоков к западу от Чагчарона. Это складки с очень крутыми и подчас вертикальными шарнирами, осложняющие сравнительно простые, чаще всего крутые моноклиальные структуры и, очевидно, связанные со вторичными наложенными деформациями в зоне сложных и разнонаправленных движений.

В комплексе структур особое положение занимает система надвигов и складок верховья Герируда. Появление такого участка меридионального сжатия кажется ненормальным явлением в поле субширотного сдвига. По-видимому, наиболее правдоподобное объяснение этой аномалии следует искать в сложном характере движения Мургаб-Герирудского блока. Чисто механические соображения подсказывают, что отрыв по дугообразной трещине Яковлангского грабена должен был привести не к простому отодвиганию Мургаб-Герирудского блока на запад. Есте-

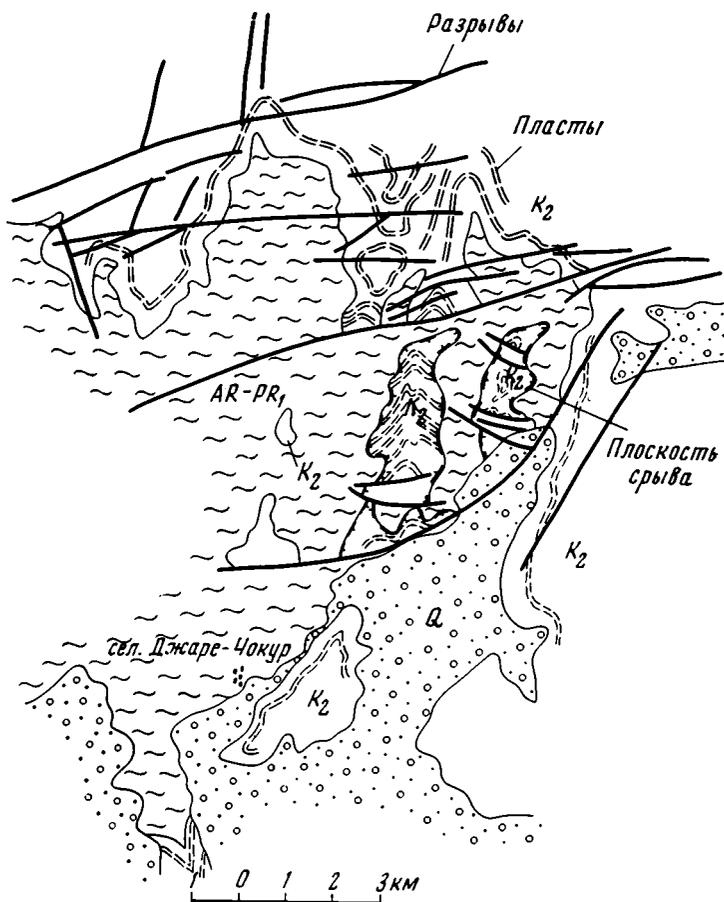


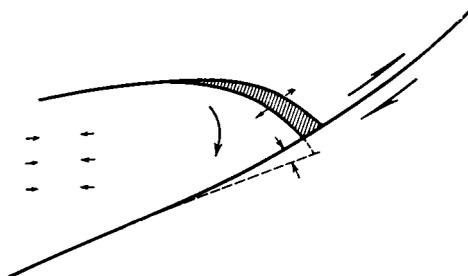
Рис. 5. Геологические взаимоотношения верхнемеловых и докембрийских отложений, разделенных поверхностью срыва (севернее г. Чагчарон)

вен некоторый разворот этого отщепленного клина по часовой стрелке (рис. 6). Острый восточный угол блока выступает при этом в виде огромного «заусенца», выдвинутого к югу, который неминуемо должен был деформироваться. Некоторым разворотом Мургаб-Герирудского блока можно объяснить и ориентировку флексур не в меридиональном (как следовало бы ожидать при параллельном Герируду отодвигании на запад), а в северо-восточном направлении.

Таким образом, выделяясь в современном виде как сооружение сложного блокового строения, Герирудская зона несет явные следы сдвигового перемещения. Общее положение основного Герирудского разлома таково, что получить прямые геологические данные о смещении идентичных образований по разные стороны от него чрезвычайно сложно. В силу этого даже ориентировочно трудно оценить и амплитуду горизонталь-

ного перемещения. По существу единственным обоснованием правостороннего сдвига может служить чисто структурный анализ. Очевидно, что в результате горизонтальных подвижек на этом участке оказались приведенными в соприкосновение по зоне нарушения тектонические элементы, разнородные по строению и развитию. Вероятно, именно этим объясняется отсутствие здесь фронтальной структуры типа краевых прогибов. Последние, как известно, представляют собой образования, развивающиеся длительно и обязательно в тесной связи с прилегающими геосинклинальными областями (Шатский, 1947; Пушаровский, 1959; Зоненшайн и др., 1966). Краевой Герирудский шов и сдвиговые подвижки по нему в значительной степени нарушили такую связь. Определенную роль,

Рис. 6. Принципиальная схема движения Мургаб-Герирудского блока в системе правостороннего сдвига



несомненно, сыграло и приподнятое положение (на отдельных участках) кристаллического основания южной окраины Туранской плиты, что обычно препятствует заложению краевого прогиба.

Как было показано выше, зону Герирудского нарушения сопровождает комплекс разнородных структур. Часть из них генетически тесно связана со сдвигом и напряжениями, возникающими в непосредственной близости от него. Но в более широком плане горизонтальные движения по Герирудскому разлому, вероятно, являются лишь частичным следствием гораздо более обширных тектонических напряжений, охвативших огромные пространства на востоке Альпийского пояса Евразии.

#### Литература

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Браташ В. И., Есупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтеносность Афганистана. М., «Недра», 1970.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— Геотектоника, 1966, № 6.
- Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Гиндукуша (Афганистан).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, № 6.
- Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарянц О. А. Афганистан (краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968, № 1.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
- Славин В. И., Мирзод С. Х. Тектоническое районирование Афганистана.— Сов. геология, 1969, № 4.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (ст. 2).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 1.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Статья 3.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Desio A. I rapporti tettonici fra il Badakhshan ed il Pamir (Asia Centrale).— J. Geol. (Ser. 2a) 3. 1963.
- Final report of the German Geological Mission in Afghanistan. Bundesanstalt Für Bodenforschung. Hannover, 1967.
- Geological Map of Afghanistan. Scale 1 : 2 500 000. Compiled by Afghan Geological Survey Department. 1969.
- Wellman D. N. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— Geol. Rundschau, 1966, B. 55.

УДК 551.24+551.263.037 (571.65+571.66)

Н. И. ФИЛАТОВА

**ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА В БАССЕЙНЕ р. ПЕНЖИНЫ**

Рассмотрены смена формаций Охотско-Чукотского пояса в вертикальном и латеральном направлениях, а также структурные элементы пояса, обусловленные проявлением тектонических и магматических процессов. Установлена приуроченность кислых вулканогенных формаций только к внешней зоне Охотско-Чукотского пояса, что объясняется развитием здесь мощного «гранитного» слоя, в котором под влиянием повышенного теплового потока протекали мощные процессы палингенеза. Описываются свойственные кислым вулканогенным формациям вулcano-тектонические депрессии и грабены, парагенетически связанные с развитием коровых очагов анатектической магмы.

Работы, опубликованные за последние годы по строению Охотско-Чукотского пояса, касаются главным образом Охотской (Устиев, 1959, 1963, 1963, 1965; Сперанская, 1963, 1964, 1966, и др.) и Чукотской (Белый, 1961, 1963, 1969, и др.) его ветвей. Новые геологические материалы по центральному отрезку пояса, занимающему бассейн р. Пенжины, получены в последнее время аэрогеологической экспедицией № 9 ВАГТ (А. А. Алексеев, С. С. Лобунец, Л. И. Махонина, И. М. Мерцалов, И. И. Сонин, Н. И. Филатова, А. Б. Цукерник и др.).

В пределах изученной территории отрезок Охотско-Чукотского вулканического пояса, вытянутый в северо-восточном направлении, имеет протяженность около 300 км и ширину 180 км. Анадырским глубинным разломом (рис. 1, 2 см. вкл. стр. 87) он разделяется на две продольные зоны — внешнюю и внутреннюю. Обе эти зоны различаются набором формаций, типом тектонических структур, а также строением фундамента (Филатова, 1970). К северо-западу от Анадырского разлома в фундаменте пояса вскрываются структуры Верхояно-Чукотской мезозойской геосинклинальной области и Омолонского срединного массива, на которых несогласно располагается имеющая ряд внутренних перерывов сероцветная морская моласса валанжинского и аптского возраста, далеко выходящая на север и северо-восток за пределы рассматриваемой территории. Отложения готерива и баррема к северо-западу от Анадырского разлома в бассейне р. Пенжimy отсутствуют.

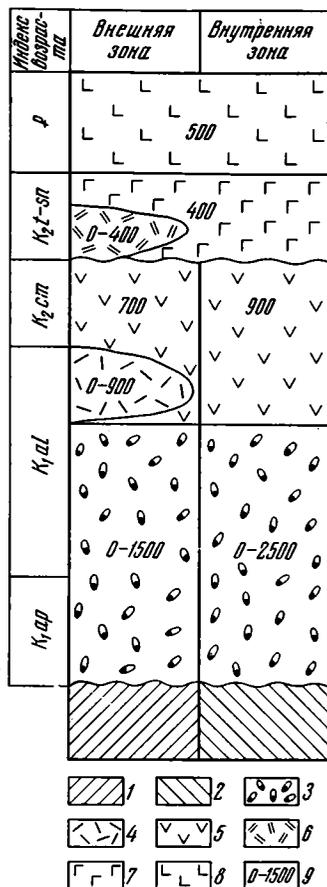
В фундаменте внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса размещаются структуры Корьякско-Камчатской позднемезозойской — кайнозойской геосинклинальной области (Мургальское поднятие); в пределах рассматриваемой территории наиболее древними из вскрывающихся здесь являются валанжинские отложения — мощные (не менее 2000 м) вулканогенно-терригенные образования геосинклинального типа. Залегаящая на них согласно морская геосинклинальная терригенно-вулканогенная толща готерива имеет мощность около 3500 м. Таким образом, валанжинские и готеривские образования внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского пояса совершенно различны. Барремские отложения в фундаменте внутренней зоны пояса неизвестны. Аптские отложе-

ния представлены здесь маломощной (300 м) сероцветной морской молассой, аналогичной по составу и строению одновозрастным образованиям внешней зоны Охотско-Чукотского пояса.

**Характеристика формаций Охотско-Чукотского пояса и особенности их размещения.** Охотско-Чукотский вулканический пояс в бассейне р. Пенжины образован континентальными осадочно-вулканогенными формациями апт—палеогена (рис. 3). В основании разреза располагается моласса аптского — альбского возраста (Филатова и др., 1971),

Рис. 3. Формации внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканического пояса.

1 — образования мезозонд и Омолонского срединного массива; 2 — образования Корьякско-Камчатской позднемезозойско-кайнозойской геосинклинальной области; 3—8 — формации Охотско-Чукотского пояса: 3 — молассовая, 4 — липаритовая, 5 — андезитовая, 6 — трахилипаритовая, 7 — субщелочная андезитобазальтовая, 8 — субщелочная базальтовая; 9 — мощность формаций в метрах.



несогласно перекрывающая фундамент пояса. Она имеет прерывистое распространение и состоит из зеленовато-серых и серых галечных и валунных конгломератов, гравелитов и песчаников с прослоями алевролитов и маломощными (первые десятки сантиметров) линзами черных углистых алевролитов и углей. Мощности слоев песчаников и конгломератов очень разнообразна — от первых десятков сантиметров до десятков метров.

Во внешней зоне пояса в составе обломков преобладают вулканогенные породы кедонской серии девона, вскрывающиеся в Омолонском массиве; кроме того, встречаются палеозойские и нижнемезозойские песчаники, алевролиты, органогенные известняки; единичные обломки представлены роговиками, жильными породами и пегматоидными гранитами. Мощности молассовой формации во внешней зоне пояса достигает 1500 м, во внутренней — до 2500 м. Здесь в ее составе широко распространены пуддинговые породы — алевролиты и песчаники с рассеянным гравием, гальками и валунами, а также гравелиты с редкими валунами.

В обломках — вулканогенные породы среднего и основного состава готеривского возраста (широко распространенные в Мургалском поднятии), а также неравномерно распределенные по площади гранитоиды.

Более молодые формации Охотско-Чукотского пояса являются вулканогенными; терригенные образования в них составляют лишь очень небольшой объем. Вулканогенные формации в своем размещении нередко подчиняются указанной выше продольной зональности. Это выражается в том, что формации кислого состава располагаются только во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса; кроме того, отмечаются случаи, когда одна и та же формация (например, андезитовая альб-сеноманского возраста) в пределах различных зон несколько меняет свои свойства.

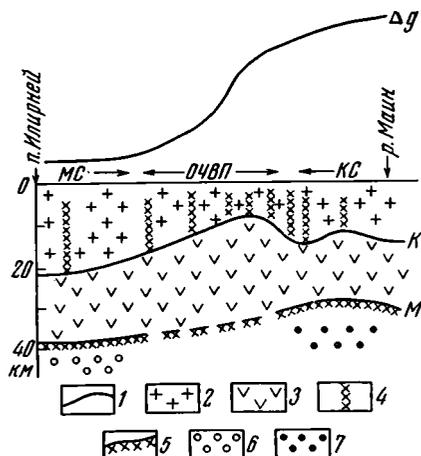
Только во внешней зоне пояса получила распространение липаритовая формация альбского возраста, без признаков несогласия залегающая на аптско-альбской молассе и резко несогласно перекрывающая все более древние образования. Распространена она линзовидно, прерывисто. Максимальная ее мощность 900 м. Липаритовая формация представлена пестроокрашенными (фиолетовыми, серыми, розовыми, белыми, коричневато-серыми) вулканогенными породами кислого состава, среди которых резко преобладают пирокластические разности — туфы (нередко в различной степени спекшиеся) и игнимбриты (интенсивно сваренные породы, в которых контуры отдельных пепловых частиц видны неотчетливо, образуя иногда вторичное вулканическое стекло). В подчиненном количестве содержатся липариты, липарито-дациты, дациты. В нижней части формации присутствуют терригенные породы, в которых обнаружены остатки альбских растений (Филатова и др., 1971).

Андезитовая формация альбского — сеноманского возраста очень широко распространена как во внешней, так и во внутренней зонах Охотско-Чукотского пояса. Наиболее полно она развита во внутренней его зоне, где согласно сменяет аптскую — альбскую молассу; судя по обнаруженным ископаемым растениям, накопление этой формации началось здесь в конце альба и завершилось в сеноманском веке. Во внешней зоне пояса в пределах рассматриваемой территории андезитовая формация распространена очень ограниченно, замещаясь по простиранию липаритовой формацией. В этой зоне андезитовая формация представлена преимущественно своей верхней сеноманской частью (Филатова и др., 1971), располагающейся на липаритовой формации. Если в северной, краевой части внешней зоны Охотско-Чукотского пояса две формации залегают без признаков несогласия, то юго-восточнее, в блоке, заключенном между Шайбовецким и Анадырским глубинным разломами (рис. 1), андезитовая формация резко несогласно располагается на липаритовой. В андезитовой формации преобладают зеленовато-серые, реже фиолетово-серые андезиты и их туфы, а также андезитобазальты, в сумме составляющие 80% объема; 10—20% объема формации занимают базальты и вулканы кислого состава; терригенные породы весьма редки. Мощность андезитовой формации во внешней зоне 500—700 м, а во внутренней не менее 900—1000 м. В первой из них в андезитовой формации проявлены следы гибридизма, породы отличаются повышенным содержанием окиси калия.

Турон-сеноманский возрастной интервал разреза Охотско-Чукотского пояса представлен двумя формациями — трахилипаритовой и субщелочной андезитобазальтовой. Трахилипаритовая формация распространена почти исключительно в пределах внешней зоны пояса и резко несогласно располагается на всех более древних образованиях. Она представлена светлыми пестроокрашенными вулканогенными породами кислого состава с щелочным уклоном. Наиболее распространены спекшиеся туфы и игнимбриты трахилипаритового — трахидацитового состава; реже присутствуют лавы этого же состава и терригенные породы. Мощность трахилипаритовой формации достигает 500 м.

Субщелочная андезитобазальтовая формация турон-сенонского возраста приурочена к зонам глубинных разломов — Шайбовеемскому и Анадырскому. Она несогласно располагается на всех более древних образованиях и, как правило, накапливалась после трахилипаритовой формации. Но на отдельных участках ее образование началось раньше трахилипаритовой. 75% объема андезитобазальтовой формации составляют субщелочные базальты и андезитобазальты темно-серого и темно-зеленого цвета; менее распространены зеленовато-серые и фиолетово-серые андезиты и их туфы. Крайне редко встречаются трахиандезитода-

Рис. 4. Разрез земной коры через Охотско-Чукотский вулканический пояс (по А. А. Николаевскому, 1965). 1 — кривая гравитационных аномалий, 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — поверхность Мохоровичича; 6 — зоны разуплотнения в верхней мантии; 7 — зоны уплотнения в верхней мантии



циты и трахидациты, а также песчаники и алевролиты. Мощность этой формации составляет около 400 м.

Палеогеновая субщелочная базальтовая формация, подобно турон-сенонской андезитобазальтовой, развита в зонах глубинных разломов (преимущественно вдоль Анадырского). Эта формация вместе с нижележащей субщелочной андезитобазальтовой резко несогласно перекрывает все более древние формации, за исключением трахилипаритовой, характер контакта с которой уже описан выше. Состав субщелочной базальтовой формации весьма монотонен. Это темно-серые, темно-коричневые и черные базальты и долериты. В виде единичных линз встречаются туфы основного и кислого (например, вблизи Орловско-Каменского разлома) состава, андезиты и песчаники. Мощность формации около 500 м.

**Тектоническое строение Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины.** По данным А. А. Николаевского (1965), Н. А. Беляевского и А. Г. Родникова (1971), Охотско-Чукотский вулканический пояс располагается на перегибе поверхности Мохоровичича (рис. 4) — от наиболее высокого (на глубине 30—32 км) ее стояния под Пенжинской губой до наиболее погруженного (не менее 40 км) в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области; ширина зоны перегиба поверхности М (около 200 км) соответствует ширине полосы образований Охотско-Чукотского пояса. Таким образом, в пределах этой зоны мощность земной коры быстро возрастает в северо-западном направлении. Охотско-Чукотскому поясу соответствует поле отрицательных значений ускорения силы тяжести, величины которых резко увеличиваются на северо-запад; с юго-востока к этому полю по Орловско-Каменскому глубинному разлому примыкает положительное гравитационное поле.

В отличие от соседних областей, где поверхности Мохоровичича и Конрада практически горизонтальны; в пределах Охотско-Чукотского пояса погружению поверхности М соответствует поднятие поверхности К (рис. 4). Таким образом, здесь происходит резко возрастание мощности базальтового слоя, сопровождающееся утоньшением гранитного. Мини-

мальное значение мощности последнего (8 км) проектируется на внутреннюю зону Охотско-Чукотского пояса (на Мургалское поднятие), ей соответствует максимальная мощность базальтового слоя — 25 км, что выражается интенсивной гравитационной положительной аномалией. Во внешней зоне мощность гранитного слоя возрастает до 15—18 км. Границей этих двух блоков, различающихся мощностью гранитного и базальтового слоя (другими словами, границей внешней и внутренней зон пояса), является Анадырский разлом.

На перегибе поверхности М располагается мощная зона глубинных разломов, с которой связано формирование вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса. В пределах рассматриваемой территории эта зона образована тремя глубинными разломами северо-восточного направления — Орловско-Каменским, Анадырским и Авлондинским (рис. 1), которые выражены гравитационными ступенями и линейными аномалиями магнитного поля. Роль первого и второго разломов в глубинном строении Охотско-Чукотского пояса уже отмечена выше. Авлондинский разлом является границей полей различно ориентированных гравитационных и магнитных аномалий. К северо-западу от него резко проявлены аномалии северо-западного простирания, характерные для блоковой структуры Омолонского массива, к юго-востоку от Авлондинского разлома аномалии этой ориентировки как бы «приглушены» наложенными на них аномалиями северо-восточного простирания, которые свойственны Охотско-Чукотскому поясу. Внешняя зона Охотско-Чукотского пояса нарушена еще одним глубинным разломом северо-восточного простирания — Шайбовеемским, который, подобно остальным разломам, выражен гравитационной ступенью, но гораздо меньшей интенсивности.

Деформации осадочно-вулканогенных отложений Охотско-Чукотского пояса обусловлены как тектоническими, так и магматическими процессами. Первые из них вызвали образование длительно развивавшихся впадин и поднятий, осложненных глыбовыми складками и (только во внутренней зоне пояса) надвиговыми структурами. Отмечаются этапы особенно интенсивных тектонических движений земной коры в пределах Охотско-Чукотского пояса. Для рассматриваемой территории такой этап фиксируется в конце сеноманского — начале туронского веков, что обусловило структурное несогласие в основании турон-сеноманской трахилипаритовой формации. Таким образом, в пределах рассматриваемой территории получили развитие два структурных яруса, составляющих Охотско-Чукотский пояс, — нижний апт-сеноманский и верхний турон-палеогеновый.

Деформации, связанные с процессами магматизма, наиболее широко проявились во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса и генетически связаны с вулканогенными формациями главным образом кислого состава — липаритовой и трахилипаритовой; выражены они обширными вулканотектоническими депрессиями, в меньшей мере — грабенами. Единичные вулканотектонические структуры присутствуют в андезитовой формации.

В пределах рассматриваемой территории располагаются три длительно формировавшихся крупных структурных элемента нижнего структурного яруса — Верхне-Пенжинская и Чалбугчанская впадины, протягивающиеся в северо-восточном направлении соответственно во внешней и внутренней зонах Охотско-Чукотского пояса, и разделяющее их Пенжинское поднятие (рис. 5).

Верхне-Пенжинская впадина образована апт-альбской молассой, а также липаритовой и андезитовой формациями, сменяющими друг друга по вертикали без признаков несогласий (рис. 2). Она имеет фестончатые контуры с «заливами» северо-западной ориентировки. С северо-востока и юго-запада Верхне-Пенжинская впадина ограничена тектоническими

блоками северо-западного простирания. Протяженность ее 120 км, ширина колеблется от 15 до 45 км. Углы наклона крыльев меняются от 25 до 50°. Движения по поперечным по отношению к впадине северо-западным разломам осложнили ее структуру, обусловив возникновение северо-западной ориентировки брахиантиклиналей и брахисинклиналей с размахом крыльев до 1—5 км и протяженностью до 10—15 км. Обычно это асимметричные глыбовые складки, нарушенные многочисленными сбросами, обуславливающими их блоковую структуру. Вследствие различных механических свойств молассы и вышележащих вулканогенных

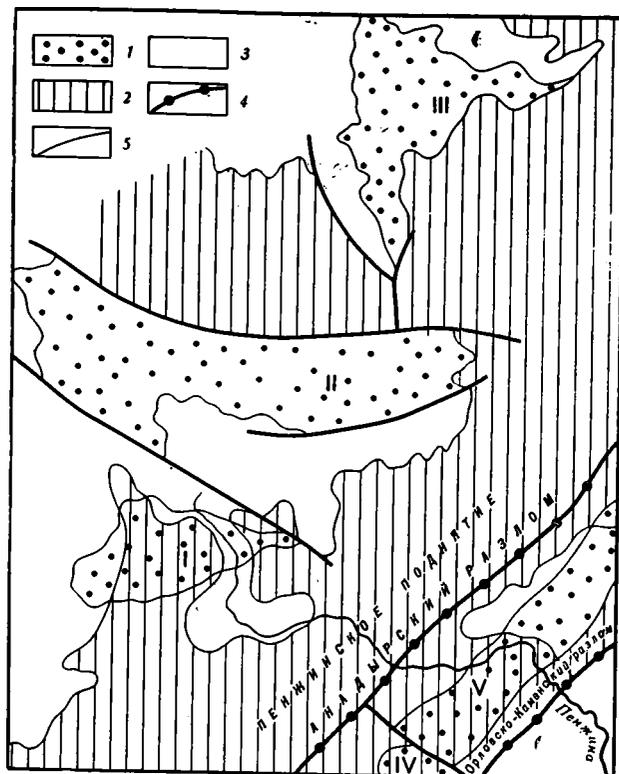


Рис. 5. Структурные элементы начальной стадии развития Охотско-Чукотского вулканического пояса.

1 — нижнемеловые впадины: I — Верхне-Пенжинская, II — Умкувеемская, III — Айнахургенская, IV — Авалконская, V — Чалбугчанская; 2 — площадь развития вулканогенных образований пояса; 3 — области размыва; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — прочие разломы

образований в пределах Верхне-Пенжинской впадины отмечаются проявления дисгармоничной складчатости, приводящей к более интенсивной дислоцированности апт-альбской молассы, в связи с чем нередко создается впечатление уменьшения степени деформированности пород вверх по разрезу.

Протягивающееся к юго-востоку от Верхне-Пенжинской впадины Пенжинское поднятие заключено в основном между Шайбовеемским и Анадырским разломами. В его пределах образования апт-альбской молассы почти отсутствуют, а развитые здесь липаритовая и андезитовая формации разделены поверхностью несогласия.

В Пенжинском поднятии альбская липаритовая формация образует обширные вулканотектонические депрессии, которым соответствуют гравитационные минимумы. Цепочка таких структур располагается меж-

ду Шайбовеемским и Анадырским разломами, на юго-западе далеко выходя за пределы рассматриваемой территории. Наиболее крупная из них — Шайбовеемская вулcano-тектоническая депрессия размещается на водоразделе рек Тылхой и Шайбовеема (рис. 1). В плане она имеет округлую форму; диаметр ее около 45 км. Контуры Шайбовеемской депрессии подчеркиваются кулисообразно подставляющимися друг друга дугowymi разломами, образующими в целом кольцевую систему, имеющую концентрическое строение; широко развиты радиальные разломы создают структуру типа «битой тарелки». Перемещения как по дугowym, так и по радиальным разломам не превышали первых сотен метров. На отдельных участках вдоль разломов цепочками располагаются сближенные на площади вулканические аппараты.

Периферическая часть Шайбовеемской депрессии образована породами преимущественно низов липаритовой формации со значительным количеством терригенных разностей. Внутри этой депрессии располагаются три мульды диаметром 10—20 км, которые заполнены игнимбритами, причем к центральным их частям приурочены наиболее сваренные разности этих пород, что позволяет предположить наличие здесь центров извержения. Эти структуры также образованы концентрически расположенными дугowymi разломами, а поперечный их профиль имеет ступенчатый вид с наиболее погруженной центральной частью. Наклон отдельных потоков в пределах этих мульд обычно центриклинальный и составляет 5—10, реже 20°. Лишь в одной из них — наиболее южной мульде, в центральной части которой располагается интрузивный массив гранодиоритов, потоки игнимбитов наклонены к периферической части мульды.

С северо-востока к Шайбовеемской структуре примыкает близкая к ней по строению, но гораздо меньших размеров, Верхне-Окланская вулcano-тектоническая депрессия (рис. 1).

Кроме Пенжинского поднятия вулcano-тектонические структуры липаритовой формации развиты на поднятых блоках, ограничивающих Верхне-Пенжинскую впадину. Наиболее значительная (диаметром около 25 км) из них — Лабазенская депрессия — располагается севернее Шайбовеемской структуры, отделяясь от нее Шайбовеемским разломом (рис. 1). Еще одна слабо выраженная плоская отрицательная структура, сложенная липаритовой формацией, примыкает к Верхне-Пенжинской впадине с северо-запада.

Андезитовая формация в пределах Пенжинского поднятия образует глыбовые структуры, несогласно располагающиеся на вулcano-тектонических депрессиях липаритовой формации. Это брахиформные складки, ограниченные разломами, с размахом крыльев от первых десятков метров до первых километров; углы наклона крыльев не превышают 10—15°; широко распространены здесь полого наклоненные моноклинали, также ограниченные разломами; кроме того, отмечаются блоки с горизонтальным залеганием андезитовой формации.

В андезитовой формации, распространенной во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса, отмечаются многочисленные структурные элементы, генетически связанные с процессами магматизма. Здесь известна лишь одна крупная Уттавеемская вулcano-тектоническая депрессия, располагающаяся на юго-западном фланге Верхне-Пенжинской впадины и имеющая изометричную округлую форму. Диаметр ее около 30 км. В этой депрессии блоки пород вдоль дугowych сбросов ступенчато погружаются от ее периферии к центральной части. Перемещения по разломам не превышают первых десятков метров. К разрывам приурочены многочисленные вулканические жерловины. Общий наклон слоев андезитовой формации в Уттавеемской депрессии центриклинальный, под углом 10—12°. На отдельных участках слои покороблены в мелкие (шириной в первые сотни метров) брахиформные складки. В отличие от

депрессий, связанных с липаритовой формацией, Уттавеемская структура не находит отражения на гравиметрической карте.

Гораздо шире в андезитовой формации распространены небольшие кальдеры, связанные с конечными стадиями развития стратовулканов. Одна из таких кальдер диаметром 8—10 км обнаружена в междуречье Шайбовеем и Оклан, она заполнена вулканогенными породами кислого состава, центриклонально наклоненными под углом 10—12°. В центральной ее части размещается экструзивный купол, образованный липарито-дацитами. Эта кальдера венчает крупный стратовулкан, более древние части которого сложены андезитами, андезитобазальтами и их туфами.

Кроме описанных отрицательных структур в андезитовой формации довольно широко развиты и положительные купола, которые возникают при формировании интрузивных массивов центрального типа. Два таких купола — Шестаковский и Уркувеемский — обнаружены С. С. Лобунцом в северной части рассматриваемой территории. Диаметры их от 10 до 15 км, они образованы системой дугообразных разломов, которая осложнена радиальными сбросами. Наклон пластов и потоков в куполах периклинальный под углом 10—15°. В центре каждого купола вскрывается интрузивный массив куполовидной формы. Более поздние внедрения гранитоидов образуют трещинные тела вдоль дуговых разломов. Еще один такой купол — Хайокланский — располагается в зоне Анадырского разлома (рис. 1).

На юго-восточной периферической части Пенжинского поднятия, во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса, параллельно Анадырскому разлому протягивается Кубавеемская грабен-синклиналь. Это ограниченная разломами асимметричная структура с наиболее полно развитым северо-западным крылом, которое прослеживается на расстоянии 45—50 км. Ядро складки можно наблюдать лишь на протяжении 20 км, на юго-западе оно ограничено Чалбугчанским сдвигом, на северо-востоке — крупным трещинным Ичигемским интрузивным массивом; этим же массивом уничтожена большая часть юго-восточного крыла Кубавеемской грабен-синклинали. Угол наклона северо-западного крыла 15—20°, юго-восточного — до 40—45°.

Далее на юго-восток, во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса, располагается Чалбугчанская впадина. На юго-западе она ограничена Чалбугчанским сдвигом, а на северо-востоке выходит за пределы рассматриваемой территории. Протяженность впадины не менее 130 км, ширина около 25 км. Сложена она апт-альбской молассой и альб-сеноманской андезитовой формацией. Наклон ее крыльев колеблется от 25 до 40°. Юго-восточное крыло Чалбугчанской впадины осложнено крупными, крутыми (до 60—70°) надвигами, по которым готеривские отложения, составляющие фундамент внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, надвинуты на отложения апта-сеномана, в результате чего во многих участках это крыло впадины опрокинута на северо-запад (рис. 2). Характерной особенностью этих надвиговых структур является их параллельное расположение по отношению к Анадырскому разлому, а также приуроченность разрывов к плоскостям напластования пород; нарушение толщи послынными надвигами нередко создает ложное впечатление многокилометровых моноклиналей. Мощность отдельных чешуй достигает первых сотен метров, углы наклона слоев от одной чешуи к другой меняются от 10—20 до 50—60°. На северо-востоке зона надвигов выходит за пределы изученной территории, на юго-западе — ограничена Чалбугчанским сдвигом северо-западного простирания, вдоль которого располагается крупный трещинный гранитоидный массив. Чалбугчанский сдвиг выражен линейной гравитационной отрицательной аномалией и резкой сменой магнитных полей различного знака. По этому сдвигу отмечается смещение оси Мургальского поднятия, выраженной положительной аномалией силы тяжести.

Между Чалбугчанской впадиной и Кубавеевской грабен-синклиналь протягивается Ичигемский трещинный интрузивный массив шириной около 20 км; формирование его продолжалось от раннего до позднего мела. Тело массива наклонено на юго-восток и ограничивает с северо-запада описанную выше зону надвигов.

В зоне Чалбугчанского сдвига располагается Авалконская мульда — изометричная в плане структура диаметром около 25 км. Наклон ее крыльев 25—40°. Слои слагающей эту мульдлу апт-альбской молассы и альб-сеноманской андезитовой формации имеют торцовое сочленение с одновозрастными образованиями Чалбугчанской впадины, причем этот тип сочленения скорее всего имел конседиментационный характер.

Вулканогенные формации турона — палеогена, несмотря на большие различия в составе и условиях накопления, имеют один общий признак — они очень слабо дислоцированы (за исключением тех участков, где развиты вулканотектонические структуры). Они относятся к верхнему структурному ярусу. Нижняя из трех формаций, образующих верхний структурный ярус, трахилипаритовая наряду с горизонтальным залеганием характеризуется развитием вулканотектонических депрессий и грабенов, что отличает ее от двух остальных формаций. Подобно вулканотектоническим депрессиям альбской липаритовой формации, эти структуры приурочены к тектоническим блокам внешней зоны Охотско-Чукотского пояса, испытывавшим длительное воздымание; они размещаются в блоке между Шайбовееским и Анадырским разломами, а также в блоках, имеющих северо-западную ориентировку и ограничивающих Верхне-Пенжинскую впадину с флангов.

Одна из крупных отрицательных структур — Авлондинский грабен — располагается в западной краевой части Верхне-Пенжинской впадины, пересекая ее в северо-западном направлении. Протяженность грабена около 40 км, ширина колеблется от 5 до 10 км. Ограничивающие сбросы имеют вертикальные плоскости сместителей. Грабен обладает сложной внутренней структурой, однако в целом пласты и потоки вулканогенных пород кислого состава наклонены к его центру под углом 3—12°, в редких случаях достигающим 30°; в приосевой части структуры залегание пород горизонтальное. Осевой части Авлондинского грабена соответствует линейная отрицательная гравитационная аномалия, на севере выходящая за пределы рассматриваемой территории.

Выявлены две вулканотектонические депрессии, связанные с развитием трахилипаритовой формации. Обе они располагаются в блоке, ограничивающем Верхне-Пенжинскую впадину с северо-востока, частично захватывая и южнее расположенный блок между Шайбовееским и Анадырским разломами. Наиболее крупная из них — Еропольская депрессия — размещается в долине р. Еропол и в пределах рассматриваемой территории располагается лишь южной своей половиной. Диаметр ее не менее 50 км. В периферических ее частях широко развиты терригенные и терригенно-вулканогенные породы турон-сеноманского возраста; по направлению к центру депрессии они сменяются синхронными им вулканогенными образованиями кислого состава, среди которых преобладают пирокластические разности; в центральной части депрессии располагаются наиболее мощные пачки потоков игнимбритов, а также самые мощные потоки субщелочных эффузивов кислого состава. Эти данные позволяют предполагать наличие в центральной части Еропольской депрессии вулканических аппаратов, с которыми было связано образование вулканогенных пород трахилипаритовой формации на этом участке. И действительно, здесь вскрываются субвулканические массивы трахилипаритов, представляющие, вероятно, корневую систему вулканических построек центрального типа. Подобно остальным вышеописанным вулканотектоническим депрессиям, Еропольская структура имеет ступенчатый поперечный профиль с наиболее просевшей центральной частью; породы

в отдельных блоках обычно полого ( $10\text{--}15^\circ$ ) наклонены к центру депрессии. Однако в западной части Еропольской депрессии обнаружен одно-сторонний горст с наклоном слоев к периферии Еропольской структуры. Амплитуды перемещений по дуговым сбросам, концентрически располагающимися в рассматриваемой депрессии, колеблются от первых десятков до первых сотен метров. В отдельных участках вдоль этих разломов располагаются дайкоподобные тела игнимбритов мощностью  $1\text{--}8$  м и протяженностью до  $200\text{--}250$  м. Рассматриваемому структурному элементу соответствует гравитационная линейная отрицательная аномалия, имеющая северо-западную ориентировку.

Вторая вулcano-тектоническая депрессия, характерная для трахилипаритовой формации, — Утисынская — примыкает к Еропольской с юго-запада. Она имеет неправильную, изометричную в плане форму, а диаметр ее около  $35\text{--}40$  км. Сложена Утисынская депрессия преимущественно игнимбритами. Залегание пород в ее пределах, по данным Ю. М. Хотина, М. Н. Шапиро и В. А. Фараджева, центриклинальное; углы наклона потоков колеблются от  $10$  до  $30^\circ$ . Кольцевая система разломов, составляющих Утисынскую депрессию, отчетливо выражается в виде прерывистых кольцевых положительных и отрицательных магнитных полей; отрицательные поля соответствуют относительно поднятым блокам фундамента, сложенным терригенными породами берриаса — валанжина. Утисынской депрессии соответствует пересечение отрицательных гравитационных аномалий, имеющих взаимно перпендикулярное — северо-западное и северо-восточное направление.

В целом же для верхнего структурного яруса Охотско-Чукотского пояса на рассматриваемой территории (за исключением описанных выше вулcano-тектонических структур трахилипаритовой формации) характерно практически горизонтальное залегание. Наблюдающийся небольшой наклон потоков и пластов вулканитов турон-палеогеновых формаций обусловлен чаще всего неровностями того рельефа, на котором произошло их накопление. Однако платообразное залегание формаций верхнего структурного яруса нарушено проявлением многочисленных, хотя и малоамплитудных (с перемещением от первых метров до первых десятков метров) сбросов, образующих полигональные, чаще всего вытянутые в северо-восточном направлении блоки, которые имеют незначительный (до  $5\text{--}7^\circ$ ) наклон; азимуты падения отдельных блоков меняются весьма беспорядочно.

Для андезитобазальтовой и базальтовой субщелочных формаций верхнего структурного яруса кроме обширных слабо нарушенных сбросами лавовых плато характерны также протяженные (десятки километров) грабены шириной  $10\text{--}15$  км, располагающиеся в зонах глубинных разломов; залегание потоков эффузивов в этих грабенах практически горизонтально.

**Условия формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины.** Образованию Охотско-Чукотского пояса предшествовало длительное формирование фундамента, который, как было показано выше, представлял краевые части разновозрастных геосинклинальных областей. В барремском веке, когда в северной части Корякско-Камчатской области началась тектоническая дифференциация (Авдейко, 1969; Мигович, Похиалайнен, 1971), Мургалское поднятие, составляющее фундамент внутренней зоны пояса, было выведено из сферы геосинклинального осадконакопления и, резко обособившись (в виде узкого блока северо-восточного простираения вдоль Анадырского глубинного разлома), примкнуло к севернее расположенной области мезозойд, которая к этому времени уже обладала мощным «гранитным» слоем. В начале аптского века на всей рассматриваемой территории (включая и Мургалское поднятие) в мелководном морском бассейне, охватывающем большое пространство к северу и северо-востоку от изученного рай-

она, происходило накопление маломощных терригенных отложений. Такова специфика развития фундамента Охотско-Чукотского пояса, обусловившая возникновение континентального типа земной коры в его внешней зоне и переходного типа — во внутренней.

Усиление тектонической дифференциации в прилегающей с юго-востока Корякско-Камчатской геосинклинали вызвало в конце аптского века интенсивную тектоническую активизацию в зоне глубинных разломов, отделяющей эту геосинклинали от мезозойд. Это привело к развитию здесь резко расчлененного рельефа. Вдоль Анадырского разлома заложилось Пенжинское поднятие, по обе стороны от которого образовались две системы впадин — Чалбугчанская и Авалконская к юго-востоку и Верхне-Пенжинская — к северо-западу от него.

Северо-восточнее Верхне-Пенжинской впадины во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса, за пределами рассматриваемой территории, располагаются Умкувеевская и Айнахургенская впадины (рис. 5). С. М. Тильман (1962) впервые обратил внимание на пограничное положение Умкувеевской и Айнахургенской впадин, классифицировав их как окраинные впадины зоны сочленения мезозойд и Корякско-Камчатской геосинклинали области; выделенная этим исследователем Верхне-Пенжинская впадина генетически связывалась с развитием Омолонского массива. Однако последние данные экспедиции № 9 ВАГТ, а также К. В. Паракецова (1966) и Н. А. Афицкого и Б. Ф. Палымского (1970) убедительно доказывают однотипность строения этих трех впадин, их приуроченность к зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской области, а также тесную связь с этими впадинами вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса. Эти три впадины образуют во внешней зоне пояса ориентированную в северо-восточном направлении цепочку отрицательных структур, заполнявшихся в конце аптского века грубообломочной молассой.

В дальнейшем тектоническая активность в зоне сочленения разновозрастных геосинклинали областей возросла, что нашло отражение в увеличении амплитуды размаха рельефа и в усилении притока грубообломочного материала во впадины. С активизацией тектонического режима в этой зоне связано проявление процессов вулканизма, масштабы которых вначале были весьма незначительны, а впоследствии — в конце альбского века — они подавили все остальные типы осадконакопления.

В альбском и сеноманском веках в условиях растяжения земной коры по зонам глубинных разломов поступали огромные объемы известково-щелочного магматического расплава, имевшего, как это следует из данных петрохимии и геохимии, мантийные источники питания. Естественно предположить, что во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса, обладавшей мощным «гранитным» слоем, высокий тепловой поток, созданный поднимающимся мантийным расплавом, вызвал развитие процесса палингенеза и возникновение коровых очагов сравнительно кислой вторичной анатектической магмы, с которой связано накопление альбской липаритовой формации. Извержение больших объемов кислого анатектического расплава привело к дефекту масс в пределах этих магматических камер (что нашло отражение на гравитационном поле в виде минимумов различной интенсивности) и обусловило развитие крупных вулканотектонических депрессий, длительно формировавшихся как компенсационные структуры. Таким образом, образование этих депрессий парагенетически связано с развитием не глубоко залегающих коровых очагов. Эти очаги располагались в блоках, испытывавших длительное воздымание. Особенно мощно процессы палингенеза проявились в Пенжинском поднятии, в блоке, ограниченном Шайбовеевским и Анадырским глубинными разломами. В этом блоке очаги анатектической магмы размещались весьма сближенно, образуя полосу северо-восточного прости-

рания, которой отвечает зона сближенных отрицательных аномалий искоренения силы тяжести.

Накопление альб-сеноманской андезитовой формации завершилось проявлением интенсивных тектонических движений в пределах Охотско-Чукотского пояса, сопровождавшихся тангенциальным сжатием этого блока земной коры; тектонические напряжения были направлены с юго-востока на северо-запад, т. е. от периферической части Корякско-Камчатской геосинклинальной области, которая в позднем мелу испытывала значительные воздымания. Движение масс в северо-западном направлении привело к развитию во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса системы надвигов с общим запрокидыванием слоев на северо-запад. В позднем мелу зоны надвигов были использованы при внедрении магмы и образовании здесь протяженных трещинных интрузивных тел. С юго-запада система надвигов ограничивалась Чалбугчанским разломом, который, наверняка, имел древнее заложение; при формировании надвигов он проявился в качестве сдвига, причем суммарные горизонтальные перемещения по нему составили не менее 25 км.

Во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса, развивавшейся, как известно, на более консолидированном основании, эти тангенциальные движения на рубеже сеноманского и туронского веков проявились в ослабленной форме и привели к образованию глыбовых складок в формациях апта — сеномана.

В туронском и сеноманском веках условия сжатия в Охотско-Чукотском поясе сменились растяжением. Получили возможность подняться к поверхности анатектические магматические массы, продолжавшие образовываться в фундаменте внешней зоны Охотско-Чукотского пояса. Извержения этой магмы произошли в тех же относительно поднятых блоках, что и в альбе, и сопровождалась формированием аналогичных компенсационных структур.

В турон-сеноне глубинные разломы вновь стали проницаемы для мантийных расплавов, что привело к накоплению андезитобазальтовой формации.

В палеогене по зоне глубинных разломов произошло поступление новых порций весьма однородной недифференцированной базальтовой магмы повышенной щелочности, излияния которой уже не локализовались только в Охотско-Чукотском поясе, а происходили в пределах значительной Корякско-Камчатской геосинклинальной области, испытавшей консолидацию на рубеже мелового и палеогенового периодов (Белый и др., 1964; Геология СССР, т. XXX, 1970). Существовавшие в пределах Охотско-Чукотского пояса в позднем мелу и палеогене условия растяжения обусловили возникновение здесь узких протяженных грабенов, которые и свойственны андезитобазальтовой и базальтовой формациям.

\* \* \*

Приведенные материалы по Пенжинскому сектору Охотско-Чукотского вулканического пояса подтверждают мнение тех исследователей (Аникеев, Титов, 1966; Белый и др., 1964; Белый, Тильман, 1966; Пушаровский, 1972; Устиев, 1949, 1959, 1963, и др.), которые рассматривают этот пояс как выражение зоны глубинных разломов, разделяющих геосинклинальные области различного возраста — мезозойскую и позднемезозойско-кайнозойскую. Охотско-Чукотский пояс возник на границе земной коры континентального и переходного типов. Развитие на краю консолидированного материка предопределило близость формаций этого пояса к образованиям орогенных областей.

Отчетливо выявляется принадлежность грубообломочной континентальной молассы апта — альба к нижней части образований Охотско-Чукотского пояса. Для Чукотской ветви пояса на это указывает Б. Ф. Палымский (1971).

Многими исследователями описывается различного рода зональность Охотско-Чукотского пояса; особенное внимание ей уделил В. Ф. Белый (1969, 1971; Белый и др., 1964), который, выделив внешнюю и внутреннюю продольные зоны пояса, считает, что они различаются полнотой разреза, мощностями и составом вулканогенных отложений. Приведенные в настоящей статье данные, несомненно, доказывают существование продольной зональности в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, но эта зональность, по нашему мнению, отражает гетерогенность строения фундамента пояса. Наличие во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса мощного «гранитного» слоя наложило определенный отпечаток на формационный ряд этого участка, предопределив развитие здесь мощных формаций кислого состава и обусловив проявление гибридности в наиболее широко распространенной в пределах пояса андезитовой формации.

Строго говоря, липаритовая и трахилипаритовая формации по отношению к остальным образованиям Охотско-Чукотского пояса являются чуждыми, аллохтонными, и их возникновение следует рассматривать как реакцию континентальной коры с мощным гранитным слоем на повышенный тепловой поток, развившийся в зоне глубинных разломов при проникновении через них больших масс мантийных расплавов. Только для кислых вулканогенных формаций (и следовательно, только для внешней зоны пояса) характерны такие вулканотектонические структуры, которые, судя по геофизическим данным, имеют глубинное заложение и парагенетически связаны с развитием коровых очагов анатектической магмы при накоплении кислых вулканогенных формаций. В этом заключаются основные различия внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского пояса; говорить же о различном стратиграфическом объеме образований пояса по этим зонам нет оснований (по крайней мере для рассмотренного района). Следует отметить также общее уменьшение степени дислоцированности образований Охотско-Чукотского пояса в его поперечном сечении — от внутренней зоны по направлению к внешней — и развитие в первой из зон системы надвигов, что, несомненно, связано с движением масс из Корьякско-Камчатской геосинклинальной области.

Опираясь на мнение Н. А. Беляевского и А. Г. Родникова (1971) о древнем возрасте заложения рассмотренной выше зоны глубинных разломов, можно высказать предположение о том, что Охотско-Чукотский пояс отражает лишь заключительный этап взаимодействия геосинклинальных областей различного возраста; более ранние этапы требуют специального рассмотрения.

#### Литература

- Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. «Наука», 1968.
- Аникеев Н. П. и Титов В. А. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 18, Магадан, 1966.
- Афицкий А. И. и Палымский Б. Ф. Опорные разрезы айнахургенской и чимчимельской свит (нижний мел) в верховьях р. Б. Анюя.— В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, Магадан, 1970, вып. 37.
- Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса (Центральная Чукотка).— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1961, вып. 15.
- Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии).— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1963, вып. 16.
- Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. «Наука», 1969.
- Белый В. Ф. Главные типы вулканических поясов в области мезозойского тектогенеза Восточной Азии.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1971.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (М-б 1:2 500 000).— В сб.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, Магадан, 1964, вып. 11.

- Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геотектоника, 1966, № 2.
- Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. Статья 1 и 2.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. XVI, вып. 1, 2.
- Геология СССР, т. XXX, «Недра», 1970.
- Мигович И. М., Похилайнен В. П. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
- Николаевский А. А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В сб.: Региональные геофизические исследования в Сибири, «Наука», Новосибирск, 1965.
- Палымский Б. Ф. Меловой вулканизм и его место в тектоническом развитии Северо-Восточного Приколымья.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1971.
- Паракецов К. В. Северо-Восточное Приколымье в раннемеловую эпоху.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1966, вып. 18.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16.
- Сперанская И. М. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1964, вып. 17.
- Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1966, вып. 19.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, Магадан, 1962, вып. 1.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1949, вып. 4.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Проблемы вулкано-плутонизма, вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
- Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1963.
- Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
- Филатова Н. И. Начальные этапы формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса и характер сочленения в мелу мезозойской и кайнозойской геосинклинальных областей Северо-Востока СССР (на примере Пенжинского района).— В сб.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Матер. объединенной науч. конф. геол. ф-та ДВПИ и секции палеовулканологии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лебедев Е. Л. Стратиграфия меловых континентальных отложений внешней части Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Сов. геология, 1971, № 5.

Всесоюзный аэрогеологический трест  
экспедиции № 9

Статья поступила  
13 июня 1972 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.3/551:71 (470.2)

В. А. ПОПОВА, В. В. СИВАЕВ

## О РАНИХ КАРЕЛИДАХ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ С БЕЛОМОРИДАМИ

Авторами была изучена юго-восточная часть Северо-Карельской антиклинорной зоны. В обрамлении этой структуры с севера и юго-востока расположены соответственно Кукасозерско-Тикшезерский и Восточно-Карельский синклинали ранних и средних карелид. На существующей тектонической схеме (Геология СССР, т. XXXVII, 1960) район относится к области древней архейской консолидации и представляет собою блок-антиклиналь, сложенную гранитогнейсами беломорской серии архея.

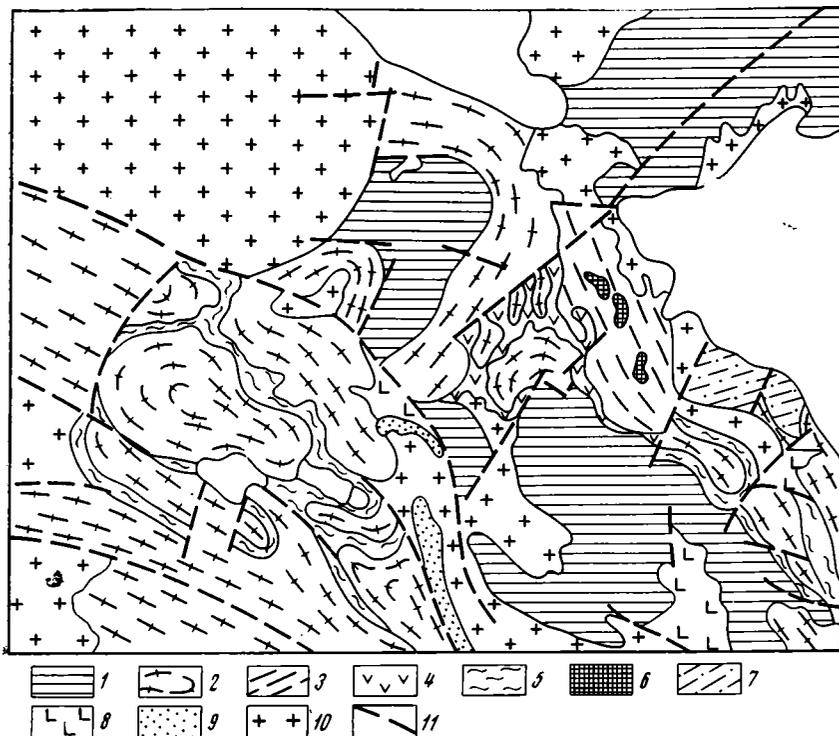
В результате дополнительных исследований, произведенных авторами в 1969—1971 гг., установлена четко выраженная гетерогенность территории как по вещественному составу геологических образований, так и в структурном отношении (рисунок). Помимо древних структур архейского возраста — беломорид широко развиты тектонические формы нижнепротерозойской складчатости — ранние карелиды. Структуры беломорид сложены биотитовыми, биотито-амфиболовыми гнейсами и гранитогнейсами, которые относятся нами, как и предыдущими исследователями, производившими геологосъемочные работы, к беломорской серии архея (керетская и хетолабинская толщи). Они слагают разнонаправленные на СВ и СЗ, сложные по внутренней морфологии линейные или брахиформные складки в юго-восточной, центральной и северо-восточной частях района.

Для ранних этапов развития карелид зоны сочленения с беломоридами нами установлены по крайней мере четыре типа структурно-фациальных зон с характерными для них разрезами нижнего протерозоя. Наиболее типичным для районов развития структур карелид является складчато-блоковое строение. Крупные, до 25—35 км по длинной оси, блоки реоморфизованных гранитов архейского фундамента или гранитизированных гнейсов беломорской серии разделены узкими — до 2—2,5 км межблоковыми впадинами, в которых залегают метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы нижнего протерозоя (гимольско-парандовская, тикшезерская серии). Межблоковые грабены закладывались между соседними блоками, испытывавшими преимущественно восходящие движения. Они обычно развивались на месте тектонических швов, которые служили путями для проникновения продуктов основного вулканизма. Нижние горизонты вулканитов были гранитизированы и представлены своеобразными породами крупнопятнистой текстуры, в которых выделяются темные участки — реликты субстрата и «цементирующие» их серые и светло-серые диорито-гнейсы и граниты. Морфологически образования имеют сходство с агматитами и теневыми мигматитами. Реликты субстрата имеют остроугольную и линзовидную формы и размеры от 2×3 см до 1×2,5 м. Они представлены амфиболитами, местами сохранившими бластоофитовую структуру исходных диабазов. Мощности основных вулканитов около 650 м.

С дальнейшим погружением грабенов связано накопление терригенных осадков. Они представлены гнейсо-сланцами, в которых постоянно присутствуют полевой шпат, эпидот, а сами породы являются, видимо, метаморфическими эквивалентами аркозово-граувакковых песчаников. На них залегают эпидото-биотитовые сланцы, в которых вверх по разрезу появляются кальцит, скаполит, мусковит и встречаются маломощные линзы гранатсодержащих амфиболитов и мелкозернистых кварцитов. Состав исходных осадков, вероятно, песчано-глинистый карбонатный и кремнистый. Мощность отложений до 250 м.

Аподиабазы, эпидото-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы данных структур обнаруживают сходство с породами тикшезерской серии, широко развитыми в Кукасозерско-Тикшезерском синклинали, для которого Л. Я. Харитоном (1966) описано несколько разнотипных разрезов. Так, литологические аналоги рассматриваемых нами отложений встречаются на разных стратиграфических уровнях существенно глиноземистой свиты иринеий-варахи и среди карбонатно-параамфиболитовой челозерской свиты. Вновь выявленные в межблоковых прогибах эпидото-биотитовые сланцы по хими-

ческим параметрам и минеральному составу идентичны таковым тикшезерской серии в юго-западном воздымании Кукасозерско-Тикшезерского синклиория, на западном побережье Пяозера и на участке юз. Воронье. В обрамлении относительно стабильных блоков терригенно-вулканогенные отложения формировались в условиях спокойного и длительного погружения фундамента, которое к концу сменилось неустойчивым тектоническим режимом. Нижняя, вулканогенная часть разреза представлена амфиболитами, амфиболо-биотитовыми гнейсами с линзами темно-зеленых актинолитовых слан-



Структурная схема северо-восточной части Северо-Карельской антиклинорной зоны. Составили: В. А. Попова, В. В. Сиваев.

1 — беломориды (керетская и хетоламбинская толщи); 2 — гранито-гнейсы и граниты фундамента карелид; 3 — нерасчлененные архей-нижнепротерозойские гнейсы и гнейсо-сланцы; 4, 5, 6, 7 — ранние карелиды; 4 — терригенно-вулканогенные образования межблоковых грабенов, 5 — терригенно-вулканогенные отложения в обрамлении устойчивых блоков, 6 — терригенные образования унаследованных прогибов, 7 — терригенные отложения автономных синклиналей; 8 — средние карелиды (основные вулканиты тунгудско-падвоицкой серии); 9 — поздние карелиды (сегозерско-онежская серия); 10 — гранитоиды нижнего протерозоя; 11 — разломы

щев мощностью до 2,5 м. Амфиболитовые сланцы по химическим параметрам соответствуют основным вулканитам и состоят из спутанно-волоконистых агрегатов актинолита (80%), зерен плагиоклаза (№ 24—26), биотита и овальных мицелин бледно-зеленого хлорита. Стратиграфически выше залегает зона переслаивания основных вулканитов, образующих пласты мощностью до 1,5 м, с туфогенно-осадочными эпидото-биотитовыми сланцами. К верхам толщи роль терригенных образований возрастает, и разрез завершают тонкослойные эпидото-биотитовые сланцы, в которых наблюдается тонкое переслаивание слоев из эпидота и биотита с полевошпато-кварцевыми. В отдельных погружениях структур появляются лейкократовые порфиробластические амфиболиты и гранато-биотитовые гнейсо-сланцы. Мощность образований около 600 м.

Внутри относительно стабильных блоков, в унаследованных прогибах, нижние осадки представлены трансгрессивно залегающими разномерными сфенсодержащими аркозовыми гнейсо-сланцами. Выше залегают крупно- и среднерзернистые слоистые эпидото-биотитовые сланцы. Разрез завершают плотные мелкозернистые разновидности эпидото-биотитовых сланцев. При усилении процесса гранитизации горизонт аркозовых гнейсо-сланцев не сохраняется, и в этом случае наблюдаются только эпидото-биотитовые сланцы, с видимым согласием залегающие на гранито-гнейсах и биотитовых гнейсах беломорской серии. Мощность осадков до 100—150 м.

В автономных брахисинклиналиях длительного и спокойного погружения формировались литологически выдержанные по составу осадки, они представлены мелкозернистыми биотитовыми гнейсо-сланцами и плагиосланцами, содержащими редкие линзы эпидото-биотитовых гнейсов и амфиболитов, Мощность — 800 м.

На протяжении ряда лет вопросы соотношений нижнепротерозойских толщ с образованиями беломорид остаются в целом дискуссионными и в различных районах Карелии решаются по-разному. Наряду с представлением о стратиграфическом и структурном согласии (Богданов и др., 1964; Харитонов, 1966) существует мнение о несогласном залегании этих толщ. Авторы считают вполне возможным сосуществование этих представлений. Как это было показано, характер сочленения карелид и беломорид зависит от типа и мобильности структур архейского фундамента в период карельского орогенеза.

Нижнепротерозойские образования межблоковых грабенов залегают со структурно-стратиграфическим несогласием относительно гнейсов беломорской серии, слагающих вместе с гранитоидами блоки-горсты. Это документируется разноплановостью складчатых дислокаций и характером разреза. Нижнепротерозойские отложения подчиняются в своем распространении ориентировке межблоковых прогибов и образуют узкие линейные складки, опрокинутые на СВ и ЮВ. Осадочно-вулканогенные породы имеют несогласные, часто тектонически нарушенные контакты с породами беломорской серии, интродуцированные повсеместно гранитами.

В обрамлении относительно стабильных блоков в целом наблюдается соподчинение структур нижнего протерозоя и реоморфизованных пород архейского фундамента: с преобладающим простираем складок на СЗ: 325—340°.

В автономно развивавшихся погружениях нижнепротерозойская система складок подчиняется северо-западному (320—325°) простираению и обычно ограничена от субмеридиональных дислокаций беломорид разломами.

В унаследованных пологих прогибах нижнепротерозойский комплекс со структурным согласием залегает на складчатых структурах архейского фундамента, имея с ними стратиграфический перерыв, фиксируемый горизонтом аркозовых плагио-сланцев. Нижнепротерозойские структуры наследуют морфологию поверхности фундамента и дислоцированы совместно с архейскими гнейсами в плане нижнепротерозойской складчатости. При полном уничтожении гранитизацией базального горизонта аркозов можно наблюдать только гнейсо-сланцевый комплекс ранних карелид, соподчиненный со структурами беломорид в плане нижнепротерозойской складчатости. Такое соотношение контактирующих толщ создает впечатление полного структурного и стратиграфического согласия разновозрастных образований.



1. В зоне сочленения карелид и беломорид нижнепротерозойские отложения получают развитие в разных структурно-тектонических зонах: межблоковых грабенах, унаследованных синклиналиях, автономно развивающихся погружениях, в обрамлениях устойчивых блоков.

2. Каждой структуре соответствует свой тип разреза нижнепротерозойских образований: существенно вулканогенный в грабенах, вулканогенно-терригенный в структурах обрамления, существенно терригенный в автономных брахисинклиналиях и в унаследованных внутриблоковых прогибах.

3. Многопричинность, заложенная в тектоническом режиме зоны сочленения, обуславливает различные варианты соотношений ранних карелид с беломоридами: структурно согласное при стратиграфическом перерыве, структурно согласное при видимом стратиграфическом согласии, структурно и стратиграфически несогласное.

### Литература

- Богданов Ю. Б., Войнов А. С. и др. О структурном соотношении Карельской и Беломорской формаций в Кемском районе восточной Карелии.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.  
Геология СССР. т. XXXVII, ч. 1 (Карельская АССР). Госгеолтехиздат, 1960.  
Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. «Наука», 1966.

Северо-Западное территориальное  
геологическое управление  
Петрозаводск

Статья поступила  
5 апреля 1972 г.

## КРИТИКА и ДИСКУССИИ

УДК 551.242.055 (571.56)

Б. Г. ГОРЕЛОВ

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ  
В ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЕ

В статье А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского «Тектоника Запада Алданского щита», помещенной в журнале «Геотектоника» № 2 за 1972 г. авторы весьма убедительно относят формирование гранитного слоя континентальной коры Олекмо-Витимской горной страны к раннему протерозою и связывают этот процесс с развитием гранитоидов различных типов. Однако выделение типов и групп гранитоидов нуждается в значительных коррективах, вследствие чего и приуроченность их к определенным структурным этапам оказывается не столь выдержанной.

По схеме авторов к нижнему структурному этажу приурочены архейские чарнокитовые гранитоиды и раннепротерозойские гранитоиды куандинского комплекса, включающие анатектические гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы и очковые граниты-граносиениты. Следующие за ними раннепротерозойские интрузивные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты чуйско-кодарского комплекса локализованы в верхнем ярусе верхнего структурного этажа (Кодаро-Удоканский прогиб).

Проведенные нами на обширном материале по Кодаро-Удоканскому району сопоставления очковых гранито-гнейсов (гранитов-граносиенитов), отнесенных А. М. Лейтесом и В. С. Федоровским к куандинскому комплексу, с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса показал несомненное родство с отличием в способе формирования: первые имеют метасоматический генезис, а вторые кристаллизовались из расплава. Эти породы обнаруживают общность химического состава, оптических и других признаков порообразующих минералов; единый и специфический набор аксессуарных минералов: фиолетовый циркон, желтоватый циркон, флюорит, монацит, торит, ураноторит, сфалерит, шеелит и др.; общность петрохимических особенностей с повышенной рсью калия в сумме щелочей; геохимическую индивидуализацию, выраженную в повышенном содержании редких и редкоземельных элементов. Кроме того, в ряде мест можно наблюдать постепенные переходы от очковых гранито-гнейсов к гранитоидам чуйско-кодарского комплекса (юго-восточный контакт Каларского массива, контакты Ханнинского массива, северо-восточные контакты Кодарского массива и др.— Горелов, 1967), что однозначно свидетельствует об их одновозрастности.

В то же время плагιοгранито-гнейсы, представляющие остальную часть куандинского комплекса, проявляют черты общности и связи с метаморфическими породами амфиболитовой фации по всем вышеописанным признакам. Устанавливается их происхождение за счет процессов гранитизации пород в твердом состоянии без перехода через расплав (Горелов, 1965). Анатектиты при этом спорадичны и не закономерны для данного типа гранитизации, а характерны для очковых гранито-гнейсов. Подсчет баланса вещества при гранитизации демонстрирует большую роль привноса калия при формировании очковых гранито-гнейсов и ничтожное значение калия при формировании плагιοгранито-гнейсов. Последнее позволяет отнести образование плагιοгранито-гнейсов за счет метаморфической дифференциации вещества, а сами породы отнести к формации мигматитов амфиболитовой фации. При этом существование осадочных толщ верхнего структурного этажа было необходимым условием, но не решающим, как полагают авторы.

Главным, необходимым и достаточным фактором возникновения плагιοгранито-гнейсов был региональный метаморфизм амфиболитовой фации. По времени формирования плагιοгранито-гнейсы и очковые гранито-гнейсы разобщены внедрением пород габбро-анортозитового комплекса (Горелов, 1967). Метасоматическое происхождение плагιοгранито-гнейсов определяется помимо петрографических, геохимических и других

признаков возможностью проследить структурный план замещенных толщ в плагно-гранито-гнейсах по сквалитам, пунктирному просвечиванию реликтовых минералов (циркон, гранат, кордиерит и др.) и трансляции гнейсовых текстур через поле развития гранитоидов. Это дает основание говорить о постоянстве объема при подобной гранитизации. Ориентированные текстуры плагногранито-гнейсов отражают первичные залегания замещенных пород и обычно имеют плоскопараллельные линейно-вытянутые формы, а концентрические куполовидные структуры являются исключением. По всей вероятности, последние также представляют собой результат консервации структур субстрата, подвергающегося гранитизации, а не сформировались в ходе всплывания гранитного вещества, как предполагают авторы. Явление усложнения складчатости в зоне сопряжения двух структурных этажей может быть обусловлено увеличением объема метаморфических пород при осаждении избыточных фемических компонентов, вынесенных из зон гранитизации, и с возникновением в связи с этим местных стрессов. Свидетельством подобного осаждения могут являться метаморфические амфиболиты и горнблендиты, развитые в местах наибольшего усложнения складчатости в районе. Именно эти породы составляют основу того, что авторы относят к троговому комплексу. Следует отметить, что амфиболиты-горнблендиты не имеют реликтов магматических структур и относить их к метаморфизованным габброидам и гипербазитам, как это делают авторы, мало оснований.

Вызывает возражение также трактовка гранодиоритов чуйско-кодарского комплекса как придонной фации Кодаро-Кеменского лополита, так как в Каларском и Ханинском массивах они слагают краевые апликальные части камер и изобилуют провесаами кровли и ксенолитами. Южные контакты Каларского массива имеют падение в сторону от массива до 50°, а отношение контуров массива к рельефу не позволяет предположить падение контактов под массив на каком-либо участке.

В заключение приходится отметить, что вопрос о приуроченности определенных гранитоидов к тому или другому структурному этажу остается невыясненным в силу неопределенности состава выделяемых комплексов. Соответственно должны измениться и представления об истории формирования «гранитного» слоя в данном районе.

#### Литература

- Горелов Б. Г. Особенности строения и формирования Каларского гранитоидного массива района Удоканского хребта.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1964, т. 39, вып. 3.  
Горелов Б. Г. Основные черты магматизма Кодаро-Удоканского района.— Тез. докл. II конференции геол. секц., Чита, 1965.  
Горелов Б. Г. Кодаро-удоканский комплекс гранитоидов нижнего протерозоя севера Читинской области.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2/4, Чита, 1967.  
Горелов Б. Г. Взаимоотношения анортозитов и габброидов Олекмо-Каларского массива с плагногранито-гнейсами стенового комплекса и гранитоидами ранней фазы кодаро-удоканского комплекса.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 6.

ЦНИГРИ  
Москва

Статья поступила  
17 апреля 1972 г.

УДК 551.24+551.22(571.5)

А. М. ЛЕЙТЕС, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

#### О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ РАНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ НА ЗАПАДЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА (ОТВЕТ Б. Г. ГОРЕЛОВУ)

Возражения Б. Г. Горелова касаются преимущественно последовательности образования раннепротерозойских гранитоидов. Возражения не опровергают основных выводов нашей статьи, в которой были рассмотрены тектоника и история развития структур докембрийских образований района хр. Удокан, Кодар и Каларский и показано, что эти структуры возникли в ходе процесса формирования континентальной земной коры с «гранитным» слоем, причем тела гранитоидов различного типа занимают определенные присущие им позиции. Более того, Б. Г. Горелов, как следует из первой фразы его заметки, согласен с нами по существу. Казалось бы, нет нужды и отвечать ему. Отвечать же приходится, так как в заключительном абзаце заметки Б. Г. Горелова ставятся под сомнение намеченная нами тектоническая позиция определенных типов гранитоидов и их место в истории геологического развития. Кроме того, сообра-

жения Б. Г. Горелова могут дезориентировать читателя, мал ознакомиго с геологией района.

Плагиигранито-гнейсы, входящие в состав куандинского комплекса, возникли в ходе раннепротерозойской (древнестановой, по Д. С. Коржинскому) гранитизации архейских основных кристаллических сланцев, а не в результате дифференциации вещества при региональном метаморфизме амфиболитовой фации, как полагает Б. Г. Горелов. Именно в процессе древнестановой гранитизации архейские кристаллические сланцы гранулитовой фации регионального метаморфизма подверглись высокотемпературным регрессивным изменениям с возникновением новообразованных минеральных ассоциаций, соответствующих амфиболитовой фации. Эти явления, широко распространенные в пределах всей Становой зоны Восточной Сибири, детально изучил С. П. Кориковский (1967). Такой же характер регрессивных преобразований архейских кристаллических сланцев Сюльбано-Кондинского выступа один из нас описал 10 лет назад (Лейтес, 1962).

Представления Б. Г. Горелова о длительном перерыве между формированием плагиигранито-гнейсов и очковых гранито-гнейсов, определяемом по внедрению габбро-анортозитового комплекса, основаны на его находке в анортозитах Олекмо-Каларского массива включений гранитоидов, как будто похожих на древнестановые (Горелов, 1967). Однако еще никто не доказал, что эти гранитоиды идентичны древнестановым. В то же время хорошо известны (Кориковский, 1967) явления замещения анортозитов архейскими чарнокитами. По последним же формируются куандинские (древнестановые) плагиигранито-гнейсы, что установлено во множестве мест Становой зоны. Эти факты сами по себе исключают возможность относить гранитоиды из ксенолитов в анортозитах к древнестановым. Укажем также на общезвестные явления активного воздействия древнестановых гранитоидов на анортозиты Олекмо-Каларского массива. Стало быть, ни о каком существенном перерыве между формированием двух типов древнестановых гранитоидов говорить не приходится.

Б. Г. Горелов справедливо обращает внимание на общность многих петрографических и геохимических свойств у очковых гранито-гнейсов куандинского комплекса и интрузивных гранитоидов чуйско-кодарского комплекса и считает их одновозрастными. Однако и мы в нашей статье стремились показать, что различные типы в общем одновозрастных гранитоидов занимают свои определенные места в структуре района: куандинские гранитоиды — в нижнем структурном этаже, интрузивные чуйско-кодарские — в верхнем. Говорить же об их одновозрастности можно лишь в общем, имея в виду рамки единого очень продолжительного процесса раннепротерозойского гранитообразования. Тела гранитоидов куандинского комплекса начали возникать задолго до того, как процесс гранитизации дошел до магнообразования и в кульминации огромного новообразованного гранито-гнейсового купола внедрились мощные массы магмы, сформировавшие Кодаро-Кеменский лополит. Можно считать, однако, что и после становления этого колоссального интрузивного тела, сложенного чуйско-кодарскими гранитоидами, какое-то время еще продолжались процессы гранитизации, сопровождавшиеся дальнейшим развитием тел куандинских гранитоидов, ростом гранито-гнейсовых куполов и преобразованиями горных пород.

Нельзя обойти молчанием и попытку Б. Г. Горелова отнести амфиболиты и габбро-амфиболиты трогового комплекса к породам метаморфического происхождения — продуктам осаждения «избыточных фемических компонентов, вынесенных из зон гранитизации», и считать, что эти породы составляют «основу» трогового комплекса. На самом деле в большинстве трогов амфиболиты по габброидам, гипербазитам и основным лавам, сохранившим местами отчетливые реликты порфировых структур, имеют подчиненное значение в разрезах комплекса, сложенного преимущественно метаморфизованными вулканогенными и терригенными породами (Федоровский, Лейтес, 1968; Кориковский, Федоровский, 1971).

В нашей статье была намечена лишь самая общая схема последовательности докембрийского гранитоидного магматизма. Ее, разумеется, нужно уточнять и совершенствовать, но использовать при этом достоверный фактический материал, а не предположения и допущения, как это делает Б. Г. Горелов.

#### Литература

- Горелов Б. Г. Взаимоотношения анортозитов и габброидов Олекмо-Каларского массива с плагиигранито-гнейсами станового комплекса и гранитоидами ранней фазы кодаро-удоканского комплекса.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 6.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», 1967.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С. Геологические соотношения пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита).— Сов. геология, 1971, № 10.
- Лейтес А. М. Докембрийский кристаллический комплекс междуречья Сюльбана и Конды (Олекмо-Витимская горная страна).— В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.

*Редакционная коллегия*

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ,  
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН,  
Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

*Адрес редакции*

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Сафронова Т. И.*

---

Сдано в набор 7/1-1974 г. Т-01737 Подписано к печати 15/11-1974 г. Тираж 1980 экз.  
Зак. 4005. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,9+1 вкл. Бум. л. 4<sup>1</sup>/<sub>4</sub>. Уч.-изд. листов 13,4

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

В 233

ПЕСОЧНИЙ ПЕР 3-12

МАКАРЧЕВУ Г И

70228

1-12

Индекс

70228

