

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1980

ГЕОТЕКТНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1980

СОДЕРЖАНИЕ

Постников Д. В. Рельеф и тектоника Марса	3
Удинцев Г. Б., Коренева Е. В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана	13
Войтович В. С. О глубинном надвиге-шарьяже основания Восточно-Европейской платформы	23
Богданова С. В., Вайнер М. И., Петренко А. С., Эдуардова Л. Н. Выявление структурных особенностей разломов Волго-Уральской области математическими методами	34
Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Палей И. П., Хераскова Т. Н., Хюппинен Т. П. О соотношении карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии	42
Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинская Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброидах офиолитового комплекса Малого Кавказа	49
Эктова Л. А., Бельговский Г. Л. Основные черты палеозойской структуры восточной части Южного Тянь-Шаня	62
Швольман В. А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире	72
Чехович В. Д. Тектоническая история Анд в мезозое и кайнозое	82
Шишки Ц., Мисава Ю. Геологическое строение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба	98
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1980 г.	110

G E O T E C T O N I C S

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1980

CONTENTS

Postnikov D. V. Relief and Tectonics of the Mars	3
Udintsev G. B., Koreneva E. V. Origin of aseismic ranges of the Eastern part of the Indian Ocean	13
Voytovich V. S. On deep overthrust fold of the East-European platform base	23
Bogdanova S. V., Vayner M. I., Petrenko A. S., Eduardova L. N. Identification of structural peculiarities of Volga-Ural region faults by mathematical methods	34
Dergunov A. B., Luvsandanzan B., Paley I. P., Kheraskova T. N., Khyuppinen T. P. On the relationship between carbonbearing Vendian-Cambrian deposits and the older formations of West Mongolia	42
Lutts B. G., Knipper A. L., Dobrzhinetskaya L. F., Popolitov E. I. Xenolithes of metamorphic rocks in gabbroids of ophiolitic Lesser Caucasus complex	49
Ektova L. A., Bel'govsky G. L. Main features of Paleozoic structure of the Eastern part of the South Tien Shan	62
Shvolman V. A. Mesozoic ophiolitic complex in the Pamirs	72
Chekhovich V. D. Tectonic history of the Andes in Mesozoic and Cenozoic	82
Shiki Ts., Misava Yu. Geologic Structure and tectonics under the inner slopes of the Nankai Trough and the Japan Trench	98
Annual Index of Journal «Geotectonics» for 1980	110

УДК 551.4 : 523.43

Д. В. ПОСТНИКОВ

РЕЛЬЕФ И ТЕКТОНИКА МАРСА

Проведен количественный анализ распределения высот по поверхности Марса в сравнении с его геологическим районированием и характеристиками аномалий силы тяжести. Подтверждено наличие двух максимумов в распределении высот, свидетельствующее о развитии на Марсе двух типов коры — континентальной и океанической. Наиболее активные тектонические и вулканогенные структуры Марса приурочены к границе этих двух типов коры. В частности, вулканические плато Марса могут сравниваться с областями островных дуг Земли.

В данной работе проведен количественный анализ распределения высот рельефа Марса по всей его поверхности в сопоставлении с имеющимися данными по тектоническому строению и развитию этой планеты. Для характеристики рельефа была использована репродукция фототелевизионной карты поверхности Марса масштаба 1 : 25 000 000 (Мороз, 1978), а также имеющиеся в печатных работах данные о высотах опорных точек и особенностях фигуры и рельефа планеты (Davies, Arthur, 1973; Christensen, 1975). В целях удобства подсчета площадей карта была переведена из проекции Меркатора в равноплощадную (рис. 1), на которой с помощью планиметра были измерены относительные площади (в процентах поверхности планеты), характеризующиеся различными высотами.

Данные о высотных отметках поверхности Марса имеют еще невысокую точность и детальность, что зависит от методики их получения. Как измерения оптической плотности атмосферы, так и засечки радиозатмений, используемые для этой цели, дают высоты со значительными случайными ошибками. К тому же они характеризуют не отдельные точки поверхности, а довольно большие участки, для которых получаются усредненные данные. Этим объясняются большое сечение изогипс на картах, составляющее 1 км, а также явная сглаженность и расплывчатость многих черт рельефа.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ МАРСА

С самого начала исследований планеты Марс советскими и американскими автоматическими межпланетными станциями (АМС) полученные результаты использовались в целях анализа геологического строения Марса и сравнения его с Землей (Кропоткин, 1971, 1972^{1,2}, 1973; Кац и др., 1977, 1978; Казимиров, 1977; Пущаровский и др., 1978; Сулиди-Кондратьев и др.; Суханов, 1977; Carr, 1973; Carr et al., 1973; Mazursky, 1973, и др.). Главнейшими особенностями являются: 1) асимметричность его поверхностного и глубинного строения, 2) разделение поверхности на обширные регионы «океанического» и «континентального» типов, 3) развитие крупных вулканических, разломных и глыбовых структур. В соответствии с детальностью имеющихся данных по рельефу мож-

Таблица 1

Распределение высот по главнейшим структурным регионам Марса (в процентах от поверхности планеты)

Регион	Площади по интервалам высот, км															Всего
	-4-3	-3-2	-2-1	-1-0	0+1	+1+2	+2+3	+3+4	+4+5	+5+6	+6+7	+7+8	+8+9	+9+10	+10+27	
1а Северный полярный	—	1,0	2,33	1,24	0,54	0,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,45
1б Южный полярный	—	—	—	3,15	0,95	4,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,10
2 Северный равнинный	—	2,55	5,20	9,85	7,90	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25,65
3 Приэкваториальные вулканические плато	—	—	—	—	—	3,10	3,10	1,12	2,55	2,35	1,56	1,56	1,00	1,30	1,36	18,00
4 Южный материковый	—	—	—	—	—	4,80	9,45	20,55	3,25	1,24	—	—	—	—	—	39,30
5 Внутренние депрессии «моря»	0,42	1,42	0,64	0,36	0,34	0,64	1,48	—	—	—	—	—	—	—	—	5,30
6 Грабенобразные прогибы	—	—	—	—	0,11	0,13	0,12	0,15	0,11	0,13	0,18	0,11	0,16	—	—	1,20
Марс в целом	0,42	4,97	8,17	14,60	9,84	10,16	14,16	21,82	5,91	3,72	1,74	1,67	1,16	1,30	0,36	100,00

но выделить шесть крупных регионов поверхности Марса, каждый из которых, конечно, в свою очередь достаточно сложно построен (табл. 1).

1. Полярные регионы — северный (1а) и южный (1б) — занимают в основном области развития полярных шапок и сопряженных с последними ледниково-мерзлотных форм рельефа. Отметки рельефа низкие, хотя в силу глобальной асимметрии Марса (Казимиров, 1977) средняя высота южного региона больше, чем северного. Северный полярный регион занимает 5,45% поверхности Марса, высотные отметки в нем колеблются от $-2,5$ до $+1,5$ км (средняя высота $-1,1$). Южный полярный регион имеет почти такую же площадь, 5,1% поверхности планеты при отметках от $-0,5$ до $+2$ км и средней высоте около $+0,1$ км.

2. Северный равнинный регион, объединяющий несколько крупных депрессий с плоским рельефом и относительно малой плотностью кратеров (Великая Бореальная равнина, включающая области Амазония, Хриса, Утопия и др.). На севере этот регион граничит с северным полярным регионом, отделяясь от него относительно неглубокой кольцевой депрессией, а на юге — с южным материковым и приэкваториальным вулканическим регионами, по границе с которыми проходит поднимающийся к югу уступ высотой $2-4$ км, окружающий почти всю планету. Граница с южными регионами довольно извилиста, последние места вдаются в область северного региона в виде «мысов» (плато Луны, плато Солнца) или даже крупных «островов» (плато Элизий). Северный равнинный регион занимает 25,6% всей поверхности Марса и характеризуется преобладанием высот от $-2,5$ до $+1$ км при средней отметке, равной $-0,6$ км.

3. Район приэкваториальных вулканических плато объединяет несколько приподнятых участков, характеризующихся четко выраженными вулканогенными формами рельефа (Кац и др., 1978; Сулиди-Кондратьева, 1977; Сагг, 1973). Сюда входят плато Фарсида и Сирия, связанные с ними выступы — плато Лу-

ны и плато Солнца, а также образующее «остров» среди Бореальной равнины плато Элизий. Развиты вулканические постройки разных классов и разной степени зрелости, обычно образующие цепочки из трех, четырех и более вулканов (Carr, 1973). Высотные отметки варьируют от $+1 \div +2$ км на окраинах плато до $+10$ км на возвышенных их частях, у подножия крупнейших вулканов, вершины же вулканов достигают высот $+27$ км. Суммарная площадь вулканических плато составляет 18% всей поверхности Марса, средняя высота равна $+4,9$ км.

4. Южный материковый регион характеризуется в общем приподнятым залеганием поверхности и повышенной плотностью кратеров, что считается свидетельством большей древности этого региона и сближает его с континентальными областями Луны. Как на севере, так и на юге границами этого региона служат достаточно крутые уступы с перепадом высот в $2-4$ км к прилегающим низменным районам. Южный материковый регион занимает почти все южное полушарие Марса, включая несколько «темных» областей (Фаэтония, Эридания, Ноахида и др.). Общая площадь южного материкового региона составляет 39,3% поверхности Марса, отметки высот заключены между $+1$ и $+6$ км, средняя высота равна $+3,2$ км.

5. Внутренние депрессии (мореподобные впадины) представляют собой особый географо-геологический регион Марса, хотя и не сплошной. Сюда входят округлые отрицательные формы рельефа, развитые частично в пределах северного равнинного региона (Хриса, Изиды), в основном же внутри южного материкового (Аргир, Эллада). По аналогии с лунными морями (Суханов, Трифонов, 1974; Суханов, 1979) для таких впадин предполагается как экзогенное происхождение в результате ударов и взрывов тел астероидного размера, так и эндогенное, связанное с развитием тектонических депрессий и выполнением их продуктами вулканизма. Аргументами в пользу эндогенного происхождения впадин Марса могут служить, во-первых, отсутствие вокруг них скоплений выброшенного материала и вторичных кратеров (Мороз, 1978), во-вторых, развитие на дне крупнейших впадин, таких, как Эллада, многочисленных черт рельефа, свидетельствующих об участии активных тектонических и магматических процессов в его формировании, и, в-третьих, полная изостатическая компенсация этих крупных впадин, т. е. отсутствие масконов, что возможно лишь при активном эндогенном развитии (Bills, Ferrari, 1978). Общая площадь внутренних депрессий составляет 5,3% поверхности Марса, средняя высота их плоских внутренних частей около $-0,3$ км, что близко к средней отметке северного равнинного региона.

6. Грабенообразные прогибы являются незначительным по площади (1,2% поверхности), но весьма существенным геологическим регионом. Наиболее четко такие прогибы выражены в приэкваториальной зоне Марса. Обычно они пересекают вулканические плато или расположены вдоль их границ. Грабенообразные прогибы ограничиваются крутыми, четко выраженными уступами высотой до $1-2$ км, иногда осложненными вторичными секущими тектоническими смещениями. При разрушении уступов развиваются оползневые или эрозивно-суффозионные формы рельефа. Ширина грабенов достигает 50, длина — 500 км. Обычно дно грабенов имеет тот же уклон, что и поверхность, прилегающая к его бортам, но встречаются и поперечные нарушения, с образованием ступеней и даже замкнутых котловин. Все наблюдаемые грабены относительно молоды геологически, сопряженного с ними вулканизма не отмечено.

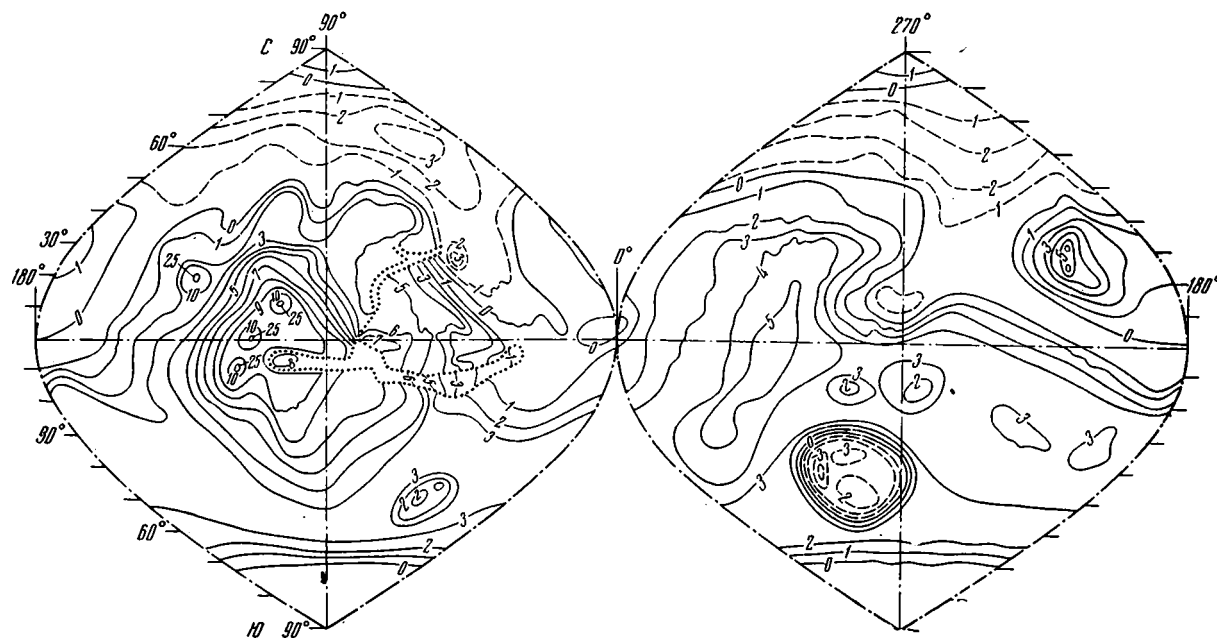


Рис. 1. Схема рельефа Марса (равноплощадная проекция). Изогипсы через 1 км, сплошные — от 0 до +25 км, пунктирные от -1 до -5 км). Точечный пунктир — границы грабенов

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕЛЬЕФА МАРСА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На рис. 2 показано графическое распределение высот по различным регионам Марса. Два крупнейших региона — северный равнинный и южный материковый — характеризуются четко выраженными максимумами распределения, отвечающими отметкам между -1 и 0 км для северного региона и между $+3$ для южного. Остальные регионы характеризуются большим разбросом высотных отметок, что сказывается на гипсометрической характеристике Марса в целом, придавая его интегральной гипсометрической кривой более растянутую форму по сравнению с аналогичной кривой для Земли. Тем не менее, на интегральной кривой (рис. 3, I) заметны отчетливые перегибы в областях высот от -1 до $+1$ км и от $+3$ до $+5$ км, которым соответствуют четко выраженные пики в этих же интервалах высот на дифференциальной кривой (рис. 3, II). Первый пик, с вершиной около нулевой отметки, отражает преобладание соответствующих высот на территории северного равнинного региона, а также полярных регионов и внутренних депрессий. Второй

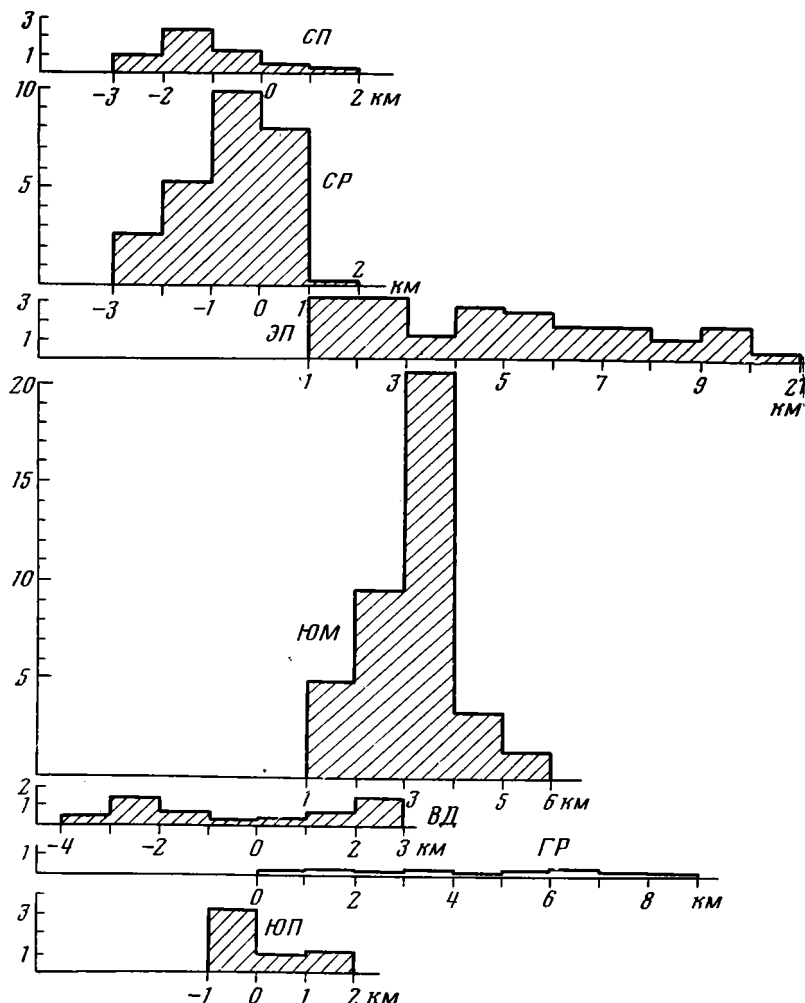


Рис. 2. Гистограммы распределения площадей с различными высотами по различным регионам Марса (СП — северный полярный, СР — северный равнинный, ЭП — экваториальные поднятия, ЮМ — южный материковый, ВД — внутренние депрессии, ГР — грабены, ЮП — южный полярный)

пик, имеющий вершину около +4 км, определяется суммарным влиянием преобладающих отметок южного материкового региона и прилегающих к нему приэкваториальных поднятий.

Таким образом, подтверждаются предварительные данные (Кропоткин, 1972₁) о «двугорбой» форме гипсометрической кривой Марса, с наличием двух максимумов, отвечающих различным географо-геологическим регионам планеты. Аналогичное распределение высот характерно, как известно, для Земли, отражая развитие двух типов коры — континентальной и океанической, и установлено также и для Луны (Кропоткин, 1972₂; Кинг, 1979).

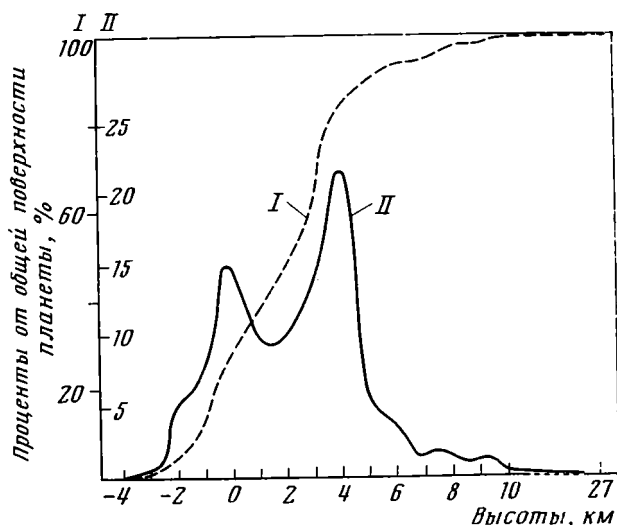


Рис. 3. Интегральная (I) и дифференциальная (II) кривые распределения высот по поверхности Марса

Рассмотрение особенностей рельефа Марса вместе с имеющимися данными о его геологическом районировании позволяет заключить о развитии на Марсе областей, резко контрастных по типам коры — аналогов океанической и континентальной коры Земли (Кропоткин, 1969, 1971, 1972₂). В. И. Мороз (1978) пишет: «Можно считать, что на поверхности Марса имеется один огромный континент, включающий два возвышенных блока, и одна океаническая впадина». Д. А. Казимиров (1977) выделяет на Марсе океаническое и континентальное полушария, подчеркивая их главную роль в асимметрии Марса. Конечно, такой вывод пока гипотетичен, поскольку нет прямых данных о различиях состава пород разных участков Марса.

Приэкваториальные вулканические плато, расположенные вблизи границы «континентальных» и «океанических» регионов, могут рассматриваться, как области с промежуточным типом коры Марса, в какой-то мере подобные зонам островных дуг Земли. Сходство подчеркивается и морфологическими особенностями вулканических плато — расположение вулканических построек цепочками и развитие регионов вулканических пород в виде выступов, вдающихся в область «океана» или даже в виде «островов», отделенных от прилегающего материкового массива (плато Элизий).

Наличие на Марсе системы грабенообразных прогибов интерпретируется как несомненное свидетельство проявления в коре Марса растягивающих напряжений (Кропоткин, 1973). Следует отметить, что грабены располагаются в основном в тыловых частях вышеуказанных вулканических плато с их «континентальной» стороны, являясь как бы тре-

щинами отрыва этих регионов от континентального массива со смещением образовавшихся блоков к северу, в сторону океанической области. О наличии такого движения может свидетельствовать повышенная крутизна уступа от северного края плато Фарсида в сторону северного равнинного региона. Вообще уступ, разграничивающий поднятые и опущенные зоны Марса, заслуживает самого пристального интереса и детального изучения как своеобразный «анатомический препарат» земных континентальных окраин на ранней стадии их развития.

Внутренние впадины (круговые бассейны) по своей морфологии похожи на лунные моря типа Моря Дождей. По аналогии с последними им обычно приписывают происхождение в результате ударов тел астероидных размеров. Однако против этой гипотезы, спорной уже для лунных морей (Суханов, Трифонов, 1974) говорит ряд особенностей впадин Марса. Так, вокруг них практически отсутствуют скопления выброшенного материала и вторичные кратеры, являющиеся обязательным признаком структур ударно-взрывного происхождения. Объяснение этой особенности тем, что такие структуры ранее существовали, но были разрушены в результате последующей эрозии, явно неудовлетворительно, поскольку и в ближайших окрестностях впадин, и внутри их сохранены многочисленные структурные черты гораздо меньшего масштаба. Кроме того, при детальном изучении строения внутренних частей таких впадин, в частности впадины Эллада (Кинг, 1979), выявлено их сложное строение, с развитием многочисленных структур магматического и тектонического генезиса (купола, лавовые потоки, гребневидные, волнистые и разломные деформации). Все это позволяет предположить, что такие впадины, как Аргир, Эллада, Хриса и Изида, являются тектоническими депрессиями, частично выполненными продуктами магматизма, возможно, являющимися аналогами внутриматериковых котловин Земли типа Черноморской или Каспийской. Округлая форма этих впадин может быть признаком их формирования на ранней стадии развития коры Марса, когда еще не была развита анизотропия состава и свойств пород, слагающих кору, и не проявлялись односторонние напряжения в ней.

Северный и южный полярные регионы, судя по структурам, «просвечивающим» из-под покрова льдов и наносов, наложены соответственно на образования северного равнинного и южного материкового регионов. Образование пологих круговых впадин, центры которых совпадают с географическими полюсами Марса, следует, вероятно, связывать с изостатическим прогибанием коры Марса под ледниковой нагрузкой. Следует отметить, что обе полярные шапки окружены кольцом специфичных образований ледникового, мерзлотного и эолового происхождения (Сагг et al., 1973; Кинг, 1979), причем в других частях Марса подобных образований не наблюдается. Это может служить указанием на отсутствие существенного перемещения полюсов Марса по крайней мере за время существования полярных шапок, что служит еще одним аргументом в пользу признания отставания Марса от Земли по степени тектонической эволюции.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ИЗОСТАЗИЯ

Б. Билз и А. Феррари (Bills, Ferrari, 1978) произвели сравнение сглаженного при помощи гармонического разложения распределения высотных отметок поверхности Марса и его гравитационного потенциала. По мнению указанных авторов, различие между полученными в их модели значениями геометрического сжатия Марса ($f_g = 6,12 \cdot 10^{-3}$) и его динамического сжатия ($f_a = 5,22 \cdot 10^{-3}$) слишком велико, чтобы считать Марс полностью гомогенным и находящимся в гидростатическом равновесии. Наибольший вклад в отклонение от равновесного состояния дает

избыточная масса в области поднятия Фарсида, для которого степень изостатической компенсации составляет всего 60—65%. Гармоники разложения гравитационного поля Марса создаются, по их данным, в первую очередь вариациями высоты поверхности и только во вторую очередь латеральными изменениями плотности. Приводимая в этой же работе карта аномалий Буге на уровне ареоида, составленная в предположении однородной, равной $2,9 \text{ г/см}^3$, плотности поверхностных пород, показывает как значительные отрицательные аномалии, совпадающие с крупнейшими поднятиями поверхности (плато Фарсида, плато Элизий), так и положительные аномалии, приходящиеся на внутренние впадины (Эллада, Изида, Амазония, Хриса). Исходя из полученной в точке посадки АМС «Викинг-2» мощности коры, равной 15 км (Anderson, 1977) и вычисленных аномалий Буге, Б. Билз и А. Феррари построили карту мощности коры Марса, по которой средняя мощность коры составляет 40 км при максимальной около 77 км в районе плато Фарсида и минимальной около 8 км во впадине Эллада. Изолиния мощности коры 40 км почти в точности совпадает с изогипсой $+1 \text{ км}$, по которой проводится граница между «океаническими» и «континентальным» регионами Марса. К северу от этой границы мощность коры снижается, а к югу повышается, причем, если бы при расчете мощностей была принята большая плотность для океанической коры и меньшая для континентальной, контраст мощностей был бы, несомненно, еще большим.

Если данные о средней мощности коры Марса верны, она оказывается неожиданно большой, составляя $1/85$ радиуса Марса, в то время как у Земли средняя мощность коры, равная 32 км, составляет около $1/200$ ее радиуса. Полагая, что образование коры шло за счет выплавления легких компонентов из мантии, мы получаем, что степень такого выплавления на Марсе должна быть в 2,5 раза выше, чем на Земле. Но этому противоречат данные о гораздо меньшей степени дифференцированности Марса по сравнению с Землей. Относительно большая доля вещества коры может быть объяснена лишь значительно большим количеством легкоплавкого силикатического материала, полученного Марсом в процессе аккреции, причем такой материал должен был изначально концентрироваться вблизи поверхности планеты. Такое предположение согласуется как с низкой средней плотностью Марса ($3,95 \text{ г/см}^3$), так и с полученными при изучении процессов дегазации планет данными о первоначально высоком содержании летучих компонентов в составе Марса.

Отметим, что при средней мощности марсианской коры, составляющей около 40 км, давление в ее подошве составит не более 35—40% давления в подошве коры Земли, вследствие меньшей силы тяжести на Марсе (ускорение $g_m = 3,71 \text{ м/сек}^2$). Если предполагать, что вещественные составы силикатной оболочки Земли и Марса были сходны, то объяснение скачка плотностей в основании коры фазовыми переходами становится маловероятным.

Интересно сравнение таких характеристик рельефа и гравитационного поля планет, как разность уровней главных максимумов на дифференциальной гипсометрической кривой (ΔH), разность максимальных и минимальных отметок поверхностей (Δh) и диапазон аномалий Буге ($\Delta g'$). В табл. 2 приведены соответствующие данные, рассчитанные для Земли, Луны и Марса (Гурарий, Соловьева, 1963; Кропоткин, 1972; Bills, Ferrari, 1978). Для Земли разности высот брались с пересчетом на изостатическое смещение в случае отсутствия воды в океанах, а для Марса из расчета исключались единичные отметки для вершин крупнейших вулканических конусов, не уравновешенных изостатически, т. е. за максимальные брались высоты вулканических плато у основания вулканов. Обращает на себя внимание близость всех этих величин для трех планет, существенно различающихся по степени геологического развития, массе и величине силы тяжести. Вероятно, изучение причин такого

Количественные характеристики контрастов рельефа
и аномалий силы тяжести Земли, Луны и Марса

Коэффициент	Земля	Луна	Марс
ΔH , км	3,1 ²	3,04	3,75
Δh , км	14,3 ²	11—12	13,5 ¹
$(\Delta g)^{-1}$, мгал	950	820	700

¹ Без высоты крупнейших изолированных вулканических конусов; при их учете $\Delta h \approx 30$ км.

² Пересчитаны на изостатическую компенсацию поверхности при удалении воды.

сходства может иметь существенное значение для познания геологических и термических режимов, определяющих развитие внешних частей тектоносферы планет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Марс представляет собою планету, промежуточную по степени своей геологической эволюции между Землей и Луной. Приблизительно две трети его поверхности представлены структурами, подобными развитым на поверхности Луны, а на одной трети развиты вулканические и тектонические структуры эндогенного генезиса, сходные со структурами Земли. В отличие от Земли эти структуры Марса гораздо менее «испорчены» последующими процессами эрозии или осадконакопления, что делает Марс весьма перспективным объектом для познания геологических процессов, свойственных ранним стадиям развития Земли. В этой связи можно было бы выдвинуть решение геологических проблем на одно из первых мест в ряду целей исследования Марса на ближайшее будущее.

В числе подобных проблем, имеющих весьма существенное значение и в общем разрешимых на современном техническом уровне при помощи АМС, можно назвать:

а) детальное изучение рельефа (с разрешением как минимум 0,1 км) при помощи радиовысотометрии со спутников, стереофотографирования и получения точно привязанных опорных точек;

б) пассивные и активные сейсмические исследования, нацеленные как на познание внутреннего строения планеты, так и на изучение строения коры наиболее интересных геологически регионов Марса.

Автор глубоко признателен члену-корреспонденту АН СССР П. Н. Кропоткину за помощь и консультации в выполнении данной работы.

Литература

- Гуарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Казимиров Д. А. Диссимметрия планет земной группы и спутников и основные фазы их развития.— Вопросы планетарного тектогенеза. Ротапринт. М., 1977.
- Кац Я. Г., Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Хаин В. Е. Основные тектонические элементы Марса и сравнение их со структурами других планет земной группы и Луны.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 10.
- Кац Я. Г., Козлов В. В., Кузнецов Ю. Я., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Тектоника и вулканизм Марса.— «Природа», 1978, № 10.
- Кинг Э. Космическая геология. Введение. М., «Мир», 1979.
- Кропоткин П. Н. Три типа рельефа планеты Марс.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Кропоткин П. Н. Новое о геологии Марса.— «Природа», 1972, № 11.
- Кропоткин П. Н. Изостазия и рельеф Земли, Луны и Марса.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 6.
- Кропоткин П. Н. Глыбовые тектонические структуры на Марсе.— Геотектоника, 1973, № 3.

- Мороз В. И. Физика планеты Марс. М., «Наука», 1978.
- Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Тектоническая асимметрия Земли и других планет.— «Природа», 1978, № 3.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Вулканизм Марса.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 10.
- Суханов А. Л. Особенности геологического строения участка Марса, заснятого автоматическими станциями «Марс».— Геотектоника, 1977, № 1.
- Суханов А. Л. О структурах обрамления лунных морей.— Геотектоника, 1979, № 4.
- Суханов А. Л., Трифонов В. Г. Вулканизм и тектоника Луны. М., «Наука», 1974.
- Anderson D. L., Duennebier F. K., Latham G. V. The Viking seismic experiment.— Science, 1976, v. 194, p. 1318.
- Bills B. G., Ferrari A. J. Mars topography harmonics and geophysical implications.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, N 37.
- Carr M. H. Volcanism on Mars.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20.
- Carr M. H., Mazursky H., Saunders R. S. A generalized geological map of Mars.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20.
- Christensen E. I. Martian topography derived from occultation, radar, spectral and optical measurements.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, p. 2909.
- Davies M. E., Arthur D. W. G. Martian surface coordinates. J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20.
- Mazursky H. An overview of geological results from Mariner 9. J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20.

Институт геологии Башкирского
филиала АН СССР
Уфа

Статья поступила
19 ноября 1979 г.

УДК 551.242.24 (267)

Г. Б. УДИНЦЕВ, Е. В. КОРЕНЕВА

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ АСЕЙСМИЧНЫХ ХРЕБТОВ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

Геофизические исследования позволяют оценивать морфоструктуру асейсмических хребтов восточной части Индийского океана — Западно-Австралийского и Восточно-Индийского — как преимущественно глыбовую, а не вулканическую. Базальные осадки на вершинах этих хребтов, вскрытые бурением, содержат типичные континентальные комплексы пыльцы и спор наземных растений. Высказывается предположение, что эти хребты являются фрагментами континентального массива Лемурии, существовавшего в центральной части Индийского океана еще в начале кайнозоя.

Важной особенностью строения дна Индийского океана является существование нескольких подводных хребтов и плато, обладающих глыбовой морфологией и плоскими срезанными вершинами. Это Маскаренский хребет с лежащими на нем Сейшельскими островами, подводный Мадагаскарский хребет, служащий продолжением поднятия острова Мадагаскар, подводное плато Кергелен с расположенными на нем островами Кергелен и Херд, Восточно-Индийский хребет (Девяностоградусный хребет по терминологии западных ученых) и Западно-Австралийский хребет (хребет Брокен по терминологии западных ученых). Наиболее четко глыбовая морфология этих хребтов и плато была показана впервые на физиографической карте Индийского океана Б. Хейзена и М. Тарп (Heezen, Tharp, 1965). Все эти хребты и плато не сейсмичны, и поэтому в общей схеме тектоники дна Индийского океана были охарактеризованы Б. Хейзенем и М. Тарп как «асейсмичные хребты» и «микроконтиненты» в отличие от сейсмически активных рифтогенных срединно-океанических хребтов (Юго-Западный, Северо-Западный и Юго-Восточный Срединно-Индоокеанские хребты) и геосинклинального хребта Зондской островной дуги (Heezen, Tharp, 1965).

Строение «микроконтинентов» Индийского океана исследовалось на протяжении последних 10—15 лет рядом экспедиций различных стран. На основании полученных материалов морфология и структура их стали более понятными. Это нашло отражение в картах международного Геолого-геофизического атласа Индийского океана (Удинцев и др., 1975) и многих публикациях (например, Канаев, 1979; Laughton et al., 1970).

В последние годы большое внимание исследователей привлекали два подводных хребта Индийского океана: Восточно-Индийский и Западно-Австралийский. Первый — своей примечательной прямолинейностью при огромном протяжении, второй — сходством глубинного строения с континентальными массивами. О происхождении этих хребтов были высказаны различные гипотезы. Согласно одной из них, Восточно-Индийский хребет представляет собой горст в пределах океанской плиты (Удинцев, 1965; Francis, Raitt, 1967; Laughton et al., 1970) или на стыке двух плит в результате надвига одной плиты на другую (LePichon, Heirtzler, 1968; McKenzie, Sclater, 1971). Высказывалось предположение, что хребет этот — затухший рифтоген (Veevers et al., 1971). Позднее весьма популярной оказалась гипотеза о происхождении этого хребта в результате

вулканической деятельности при дрейфе Индийской плиты над горячей точкой мантии (Morgan, 1972; Bowin, 1973; Curragy, Mooge, 1974) или в результате взаимодействия деятельности горячей точки мантии и дислокаций на трансформном разломе (Sclater, Fisher, 1974; Luyendyk, Davis, 1974; Vogt, Johnson, 1975; Luyendyk, Rennick, 1977). Формированию этой гипотезы весьма способствовали результаты глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер». Скважины 217, 216, 215, 214, 253 и 254, пробуренные на гребне хребта, подтверждали увеличение возраста от южной к северной оконечности хребта от 36 до 76—82 млн. лет, предполагавшееся по этой гипотезе Дж. Склейтером и Г. Фишером (Sclater, Fisher, 1974). Ю. П. Непрочнов с соавторами предложили гипотезу о происхождении Восточно-Индийского хребта в результате тектонических движений в зоне линейного разлома в пределах океанической плиты, сочетавшихся с излияниями лав траппового типа, что привело к приращению под хребтом мощности «второго» слоя земной коры океанического типа (Непрочнов и др., 1979).

Значительно меньшее число гипотез было высказано о происхождении Западно-Австралийского хребта. Б. Хейзенем и М. Тарп предполагалось, что этот хребет и другие асейсмичные хребты и микроконтиненты Индийского океана — фрагменты гондванских континентов, оторвавшиеся от них в процессе их дрейфа (Heezen, Tharp, 1965).

Представление о континентальном происхождении этого хребта поддерживали Т. Франсис и Р. Райтт (Francis, Raitt, 1967). Позднее высказывалось предположение, что Западно-Австралийский хребет и плато Кергелен представляют собой «эпилиты» — вулканические образования, отмечающие раннюю стадию развития рифта (Vogt, Johnson, 1975; Veevers, 1978).

Используя материалы новейших исследований и анализируя результаты глубоководного бурения, можно попытаться дать несколько иную интерпретацию данным о строении и происхождении Западно-Австралийского и Восточно-Индийского хребтов.

В марте 1979 г. Западно-Австралийский хребет и южная оконечность Восточно-Индийского хребта исследовалась экспедицией Института физики Земли АН СССР на г/с «Георгий Максимов» (Удинцев, Павленкова, 1979). В результате этих исследований преимущественно глыбовая структура как Западно-Австралийского хребта, так и южного блока Восточно-Индийского хребта вырисовывается весьма четко. Западно-Австралийский хребет состоит из четырех—пяти моноклинально наклоненных к северу блоков, разделенных разломами северо-западного простирания, ограничивающих вместе с тем эти блоки и хребет в целом с юга, со стороны зоны разлома Обь-Диамантина. Южный блок Восточно-Индийского хребта почти полностью отделен от этого хребта глубоким разломом, но связан морфологически с Западно-Австралийским хребтом, хотя простирание этого блока скорее северо-восточное, чем северо-западное, обычное для блоков последнего. В сущности же этот блок является скорее западной частью Западно-Австралийского хребта, чем южной частью хребта Восточно-Индийского. Слои осадочного чехла на вершинной поверхности Западно-Австралийского хребта лежат несогласно на срезанной поверхности падающих к северу слоев акустического фундамента. Эти слои и перекрывающий их чехол прослеживаются вниз по склону хребта к ложу котловины Уортона, но суммарная мощность их к северу сокращается за счет уменьшения мощности всех горизонтов. Слоистый акустический фундамент имеет почти ненарушенную структуру в пределах вершинной поверхности и северного склона хребта, но разбит сбросами в пределах его крутого южного склона. В котловинах Уортона и Пертской осадочный акустический фундамент замещается (перекрывается?) базальтовым. Фундамент в зоне разлома Обь-

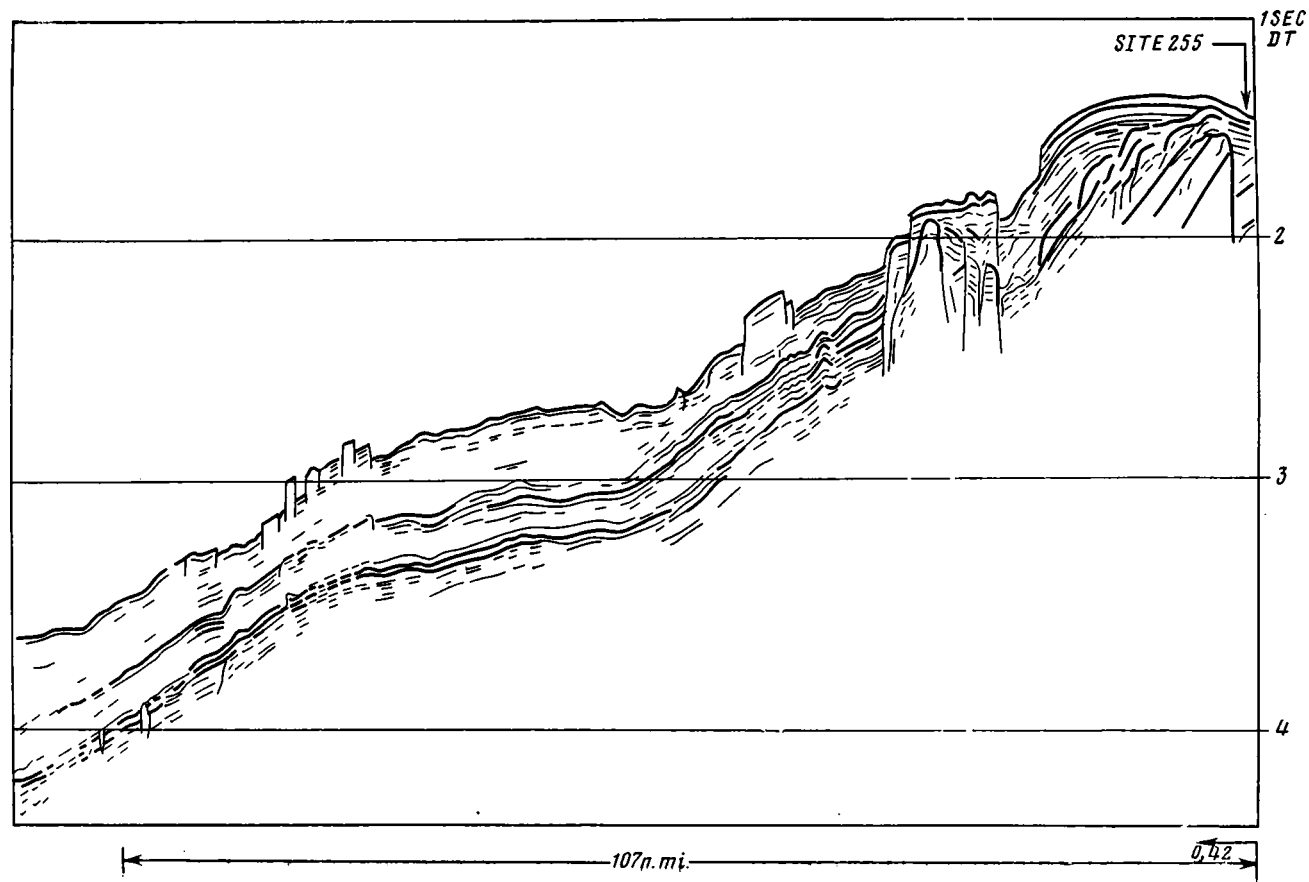


Рис. 1. Строение осадочного чехла и фундамента Западно- Австралийского хребта по данным сейсмического профилирования (по Дэвису, Луйендик и др., 1974)

Диамантина имеет исключительно сложное строение, представляя собой сочетание раздробленных блоков.

Бурение на вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта (скважины 217, 216, 215, 214, 253, 254) показало, что под горизонтальной поверхностью осадочного чехла залегают выравненные морской абразией базальты (Davis, Luyendyk et al., 1974; von der Borch et al., 1973). Базальные осадки представлены мелководными фациями. Скважина 255 на вершинной поверхности Западно-Австралийского хребта показала, что осадочный чехол с возрастом от миоцена до современного лежит на поверхности среза моноклинально залегающих шельфовых осадков позднемелового возраста (рис. 1). Именно эти породы осадочного происхождения служат здесь акустическим фундаментом.

Скважины 257, 258 и 259, пробуренные в Пертской котловине к северо-востоку от Западно-Австралийского хребта, показали раннемеловой возраст акустического фундамента, сложенного там базальтовыми покровами. Скважины 212, 211 и 260 в котловине Уортон к северу от Западно-Австралийского и к востоку от Восточно-Индийского хребта выявили раннемеловой возраст этого фундамента, а скважина 261 в северо-восточном углу этой котловины — юрский возраст. Вместе с тем возраст фундамента к западу от Восточно-Индийского хребта и к югу от Западно-Австралийского оказался существенно моложе: в скважинах 215, 252, 265, 266 и 267 — это палеоцен.

Интерпретация результатов бурения в свете концепции тектоники литосферных плит привела многих авторов к заключению о новообразовании рифтогенной коры океанического типа во всех без исключения частях Индийского океана в процессе расползания плит с фрагментами суперконтинента Гондваны (Heirtzler et al., 1977). Иная интерпретация, предполагающая новообразование глубоководных впадин в периферических частях океана на континентальном основании, а в центральных частях за счет развития зон проницаемости на более древних океанических структурах, была дана по результатам бурения Ю. М. Пушаровским и П. Л. Безруковым (Пушаровский, Безруков, 1973).

По результатам геофизических исследований, проведенных в экспедиции на «Георгии Максимове», четко вырисовались погребенные более поздними слоями осадков древние — палеогеновые поверхности абразии срезания вершин Западно-Австралийского и Восточно-Индийского хребтов. Существование этих поверхностей следует рассматривать, как убедительный признак высокого стояния соответствующих блоков земной коры в начале кайнозоя. Исследованиями «Георгия Максимова» над этими хребтами была установлена структура аномального магнитного поля, не имеющая ничего общего с обычной для рифтогенных систем океана. В связи с этим возникает естественный вопрос: чем же были мелководные отмели вершин этих хребтов в конце мезозоя и начале кайнозоя — островными отмелями на вершинах рифтогенных вулканических гряд, островными же отмелями на вершинах цепочек вулканических гор, образовавшихся над «горячей точкой» мантии, или частью разрушенных позднее континентальных шельфов и каких именно континентов?

Уже анализ самой по себе структуры осадочного чехла и морфологии акустического фундамента заставляет нас отдавать предпочтение представлению о том, что описываемые хребты в палеогене не представляли собой ни цепочек вулканических гор, ни вулканических рифтогенных гряд, а были блоками тектонического происхождения. Структура аномального магнитного поля также говорит в пользу тектонических блоков, обрамляемых и осложненных разломами. Конечно, вопрос о роли вулканических и магматогенных образований в формировании более глубокого и более древнего фундамента хребтов не может быть решен так просто. Однако мы говорим сейчас лишь о том, какова была морфострукту-

ра интересующих нас хребтов в палеогене, когда их вершины срезались абразией.

Далее возникает вопрос, были ли это обособленные океанические острова или фрагменты обширных шельфов большой по площади континентальной суши? Используя прежде всего данные морфоструктурного анализа, мы можем сказать о Западно-Австралийском хребте, что он скорее всего является фрагментом обширного континентального шельфа. Как уже отмечалось выше, вскрытые на этом хребте скважиной 255 позднемеловые осадочные породы сложены шельфовыми осадками, образовавшимися на глубинах не более 600 м (Davis et al., 1974).

Моноклинальное залегание слоев допалеогеновых осадочных пород акустического фундамента этого хребта можно интерпретировать в двух вариантах. В первом варианте предположим, что осадочный фундамент хребта формировался в виде горизонтально залегающих слоев на поверхности обширного континентального шельфа, существовавшего в позднемеловое время. В силу дифференцированных вертикальных движений слои эти приобрели позднее моноклинальное залегание. В южной части они оказались приподняты до уровня моря, так что подверглись абразионному срезанию. Образовалась отмель на обширном шельфе, углублявшемся к северу в результате погружения в области нынешних котловин Уортона и Пертской. Позднее и эта южная мелководная отмель погрузилась до современных глубин.

Во втором варианте предположим, что допалеогеновые толщи осадочного фундамента Западно-Австралийского хребта формировались уже в виде моноклинально залегающих слоев осадков аваншельфа, обращенного своим внешним склоном к уже существовавшим в то время относительно глубоководным котловинам Уортона и Пертской. Тогда эти слои сохраняют сейчас свое первоначальное залегание, отражающее условия осадконакопления. Такое предположение кажется нам более правильным, во всяком случае для верхнего мела, поскольку по данным бурения скважин 256, 257 и 259 осадки в котловинах Уортона и Пертской были глубоководными уже в нижнем мелу. Внутренняя часть этого шельфа и сам питающий его осадками массив суши, располагавшийся южнее и западнее, исчезли. Можно предположить, что они были оторваны от нынешнего хребта в результате горизонтальных смещений в процессе рифтогенеза. Именно так ряду авторов представляется образование подводного Ян-Майенского хребта в Северной Атлантике, обладающего подобной структурой осадочных слоев акустического фундамента, формировавшихся предположительно в условиях аваншельфа допалеогеновой Гренландии, от которой Ян-Майенский хребет отделен теперь рифтогенным хребтом Кольбейнсей (Johnson, Heezen, 1967; Talwani et al., 1976). Если предположить такое же происхождение Западно-Австралийского хребта, тогда древний массив суши можно искать в массиве хребта Кергелен или даже в самом континенте Антарктиды. Однако можно предполагать также и то, что древний массив суши был уничтожен в процессе рифтогенеза, раздроблен, погружен и перекрыт излияниями базальтов так, что сейчас он уже не может быть обнаружен по морфологическим признакам.

Подобный морфоструктурный анализ, к сожалению, не может быть проведен нами для Восточно-Индийского хребта из-за недостатка доступных данных о строении осадочного чехла и акустического фундамента.

Для решения интересующего нас вопроса об островном океаническом или континентально шельфовом происхождении морфоструктуры основных палеогеновых отмелей Западно-Австралийского и Восточно-Индийского хребтов, а также о допустимости или неприемлемости интерпретации их как частей Кергеленского хребта и континента Антарктиды чрезвычайно интересным оказывается соединение результатов морфоструктурного анализа с результатами палинологических исследований кернов

из скважины 214, пробуренной в средней части Восточно-Индийского хребта, и из скважины 254, пробуренной на самом южном блоке этого хребта, о котором мы уже говорили, что структурно он ближе к Западно-Австралийскому хребту.

Для объяснения мелководной стадии развития Восточно-Индийского хребта в палеогеновое время до сих пор предполагались исключительно океанические островные условия — либо на океанических островах вулканического происхождения (гипотеза горячей точки) либо на океанических же островах тектонических поднятий (гипотеза глыбового поднятия на зоне разлома).

Между тем результаты маринопалинологических исследований кернов из скважин глубоководного бурения позволяют предположить, что в палеогене в центральной части Индийского океана все еще существовали континентальные условия. Если это действительно так, то Западно-Австралийский хребет и Восточно-Индийский хребет (по крайней мере его южная часть) являются фрагментами этого третичного континента и его шельфа. Такое предположение обосновывается нами следующим образом.

Исследования образцов из поверхностного слоя донных осадков Мирового океана (Коренева, 1964; Groot et al., 1967; Stanley, 1965) позволяют утверждать, что пыльца и споры наземных растений выносятся на сравнительно ограниченное расстояние от берега. На расстоянии более 500 км лишь изредка можно встретить единичные зерна пыльцы и спор. Относительно полные спорово-пыльцевые комплексы, дающие представление о флоре близлежащих побережий, обычно можно получить на расстоянии, не превышающем 200—250 км от побережий континентов или крупных островов типа Новой Зеландии, Новой Гвинеи и т. п. Небольшие же по площади вулканические и коралловые острова поставляют в океан так мало пыльцы, что в образцах донных осадков, собранных в районе этих островов, мы обычно вообще не обнаруживаем пыльцы или отмечаем лишь единичные зерна, очень мало говорящие о флоре этих островов.

В свете этих исследований богатые спорово-пыльцевые комплексы, обнаруженные в скважинах глубоководного бурения, с несомненностью могут свидетельствовать о близости крупных массивов суши. Результаты палинологических исследований кернов из скважин глубоководного бурения на Девяностоградусном хребте — 214, пробуренной в 22-м рейсе, и 254, пробуренной в 26-м рейсе «Гломар Челленджера», приводятся в работе М. Кемпа и У. Харриса (Kemp, Haggis, 1975).

В скважине 214 пыльца и споры наземных растений обнаружены на горизонтах 389—500 м от поверхности дна в толще лигнитов, перемежающихся с вулканогенными осадками и перекрытых глауконитовыми карбонатными илами и песками. Лигниты имеют терригенное происхождение и кроме пыльцы не содержат других палеонтологических остатков. В глауконитах же содержатся цисты динофлагеллят, акритархи, фораминиферы, наннопланктон и моллюски, а также пыльца и споры такого же состава, что и в подстилающем горизонте лигнитов. По фораминиферам, обнаруженным на горизонтах 337—389 м, возраст глауконитовых илов и определен, как средний палеоцен.

В скважине 254 пыльца и споры великолепной сохранности обнаружены в изобилии в самом нижнем осадочном горизонте, залегающем на 340 м от поверхности дна и представленном глинистыми илами, песками и конгломератами. Перекрывающие их карбонатные илы датируются, в основном по планктонным фораминиферам, как средне- и верхнеолигоценные. Таким образом, для содержащих пыльцу и споры нижних горизонтов осадочной толщи можно предполагать возраст от эоцена до среднего олигоцена.

Пыльца и споры, изученные в кернax этих двух скважин, обнаруживают близость к раннетретичным флорам Австралии и Новой Зеландии. В составе пыльцевых комплексов здесь существенную роль играет пыльца таких семейств, как протейные, миртовые, нотофагусы, подокарпусы, араукариевые и другие, характерные для континентальной флоры южного полушария. Представители этих семейств не развиты во флоре океанических островов из-за отсутствия у них приспособлений для распространения семян по воздуху, водой и птицами.

Авторы упомянутой статьи (Kemp, Harris, 1975) стремятся найти объяснение обнаруженным ими в скважинах 214 и 254 спорово-пыльцевым комплексам в рамках концепции тектоники литосферных плит. Накопление пыльцы и спор в отложениях низов этих скважин они объясняют тем, что осадкообразование шло в условиях небольших вулканических островов, существовавших в палеогене на гребне Девяностоградусного хребта. Высокую концентрацию пыльцы и спор, обилие пыльцы таких таксонов, как упоминавшиеся выше типичные для континентальной суши протейные, миртовые, подокарпусы, араукариевые, эти авторы объясняют предположением, что в палеогене в Индийском океане существовала исключительно интенсивная атмосферная циркуляция, способствовавшая переносу пыльцы континентальных растений на большие расстояния, до 1500—2000 км. Именно такие расстояния от точек описываемых скважин до ближайших континентов в палеогеновое время получаются при палеогеографических реконструкциях на основе концепции тектоники литосферных плит (рис. 2). Такое объяснение кажется нам совершенно неубедительным. Между тем если отказаться от попыток втиснуть наблюдаемые факты в канонические рамки концепции тектоники литосферных плит и признать возможность существования в палеогене в центральной части океана крупных массивов континентальной суши с плотным растительным покровом, то присутствие в базальных осадках скважин 214 и 254 высоких концентраций пыльцы «континентального» состава становится легко объяснимым. Заметим, что также трудно объяснить осадкообразованием в условиях отмели океанического острова нахождение в низах скважины 214 лагунных лигнитов, тогда как в условиях обширного материкового шельфа образование лигнитов вполне объяснимо.

Для сравнения следует упомянуть результаты палинологических исследований кернов глубоководного бурения, проведенного в 55-м рейсе «Гломара Челленджера» на вершинах Императорских гор в северо-западной части Тихого океана. Горы эти по всем данным являются действительно вулканическими в отличие от глыбовых массивов асейсмичных хребтов Индийского океана. Спорово-пыльцевые комплексы в основании скважин, пробуренных там — типично «островные», а не континентальные. Не встречены там и лагунные лигниты.

Мы считаем, что высокие концентрации наблюдаемых комплексов пыльцы могли образоваться в осадках только вблизи крупных массивов суши со сплошным растительным покровом, развитой речной сетью, с благоприятным режимом ветров и т. д. — т. е. вблизи континента. Логическим является для нас предположение, что «острова» Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов были частью шельфа обширного континента, располагавшегося в палеогене в центральной части Индийского океана и окруженного глубокими океаническими котловинами с осадками — ранне- и позднемелового возраста. Такой континент мог располагаться в пределах той области океана, где базальные осадки имеют возраст не древнее палеоцена (рис. 3). В рамках концепции тектоники литосферных плит земная кора этой области трактуется как вновь созданная в результате спрединга в период с палеоцена до современности.

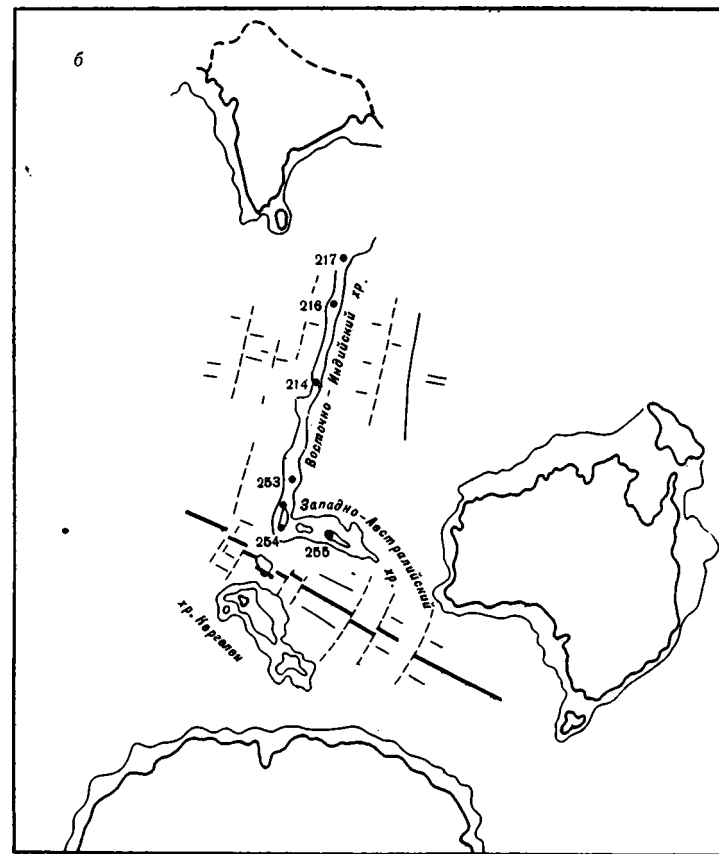
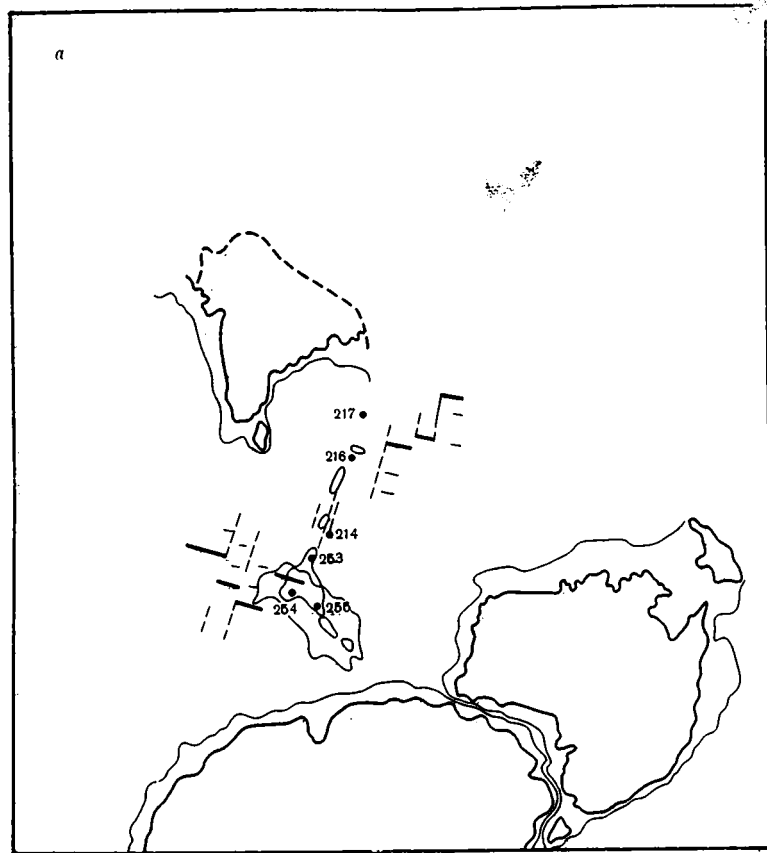


Рис. 2. Палеогеографические реконструкции Индийского океана
 а — для среднего палеоцена и б — верхнего олигоцена (по Кемп и Харрис, 1975)

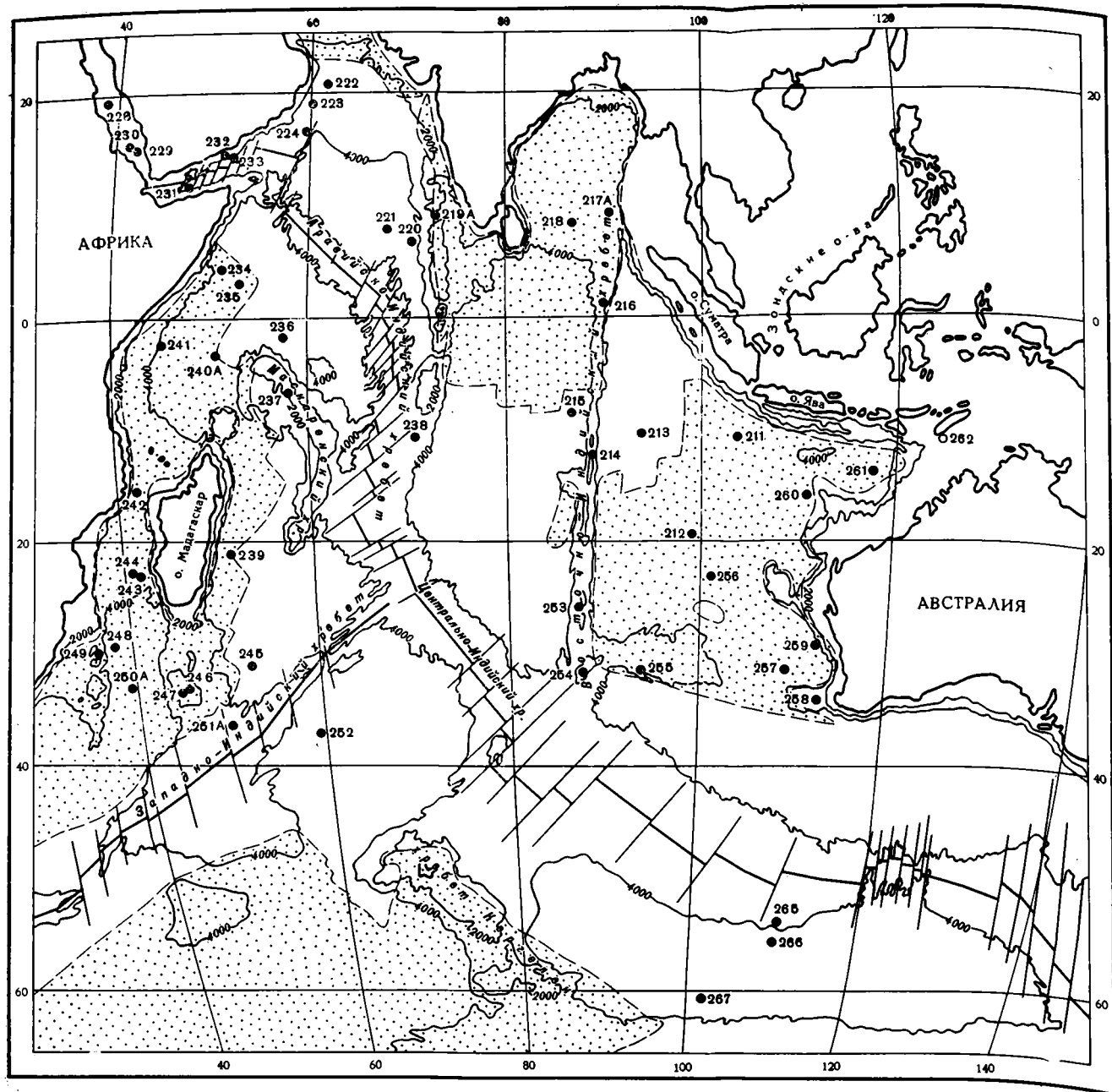


Рис. 3. Области Индийского океана, занятые морскими бассейнами к началу кайнозоя (показаны крапом), и области развития молодого (кайнозойского) магматического фундамента, в пределах которых могут существовать фрагменты Лемурии. Пунктиром показаны границы областей фундамента различного возраста

Мы же предполагаем, что указанная область океана была еще в палеоцене континентальной областью и только позднее, вероятно в олигоцене — миоцене, претерпела преобразование в океаническую и погружение до современных глубин. Возможность существования в палеогене в западной и центральной частях Индийского океана континентального массива — Лемурии предполагается также по данным биогеографии и наземных геологических исследований на островах Индийского океана и окружающих его континентах, фрагментах Гондваны (Уоллес, 1975; Arldt, 1919). Нам кажется возможным предположить, что и Западно-Австралийский и Восточно-Индийский хребты являются фрагментами Лемурии.

Причиной исчезновения континента Лемурии, по нашим представлениям, должно было быть внедрение в литосферу этого региона мантийного диапира, вызвавшее прогрев земной коры и пронизывание ее мантийными протрузиями и интрузиями и излияние на ее поверхность лавовых базальтовых полей, как это предполагается В. В. Белоусовым (1968); Макаренко (1978); Артюшковым (1979). Континентальный массив Лемурии погружался, кора его приобретала свойства океанической, расширялась за счет вторжения глубинных масс и расползания в стороны окружающих котловин океана, а на поверхности дна формировался базальтовый акустический фундамент, перекрытый позднее осадками от олигоцена до современных. В результате возникающих по периферии массива сколовых усилий и усилий сжатия отдельные фрагменты его оказались поднятыми и существуют сейчас в виде Западно-Австралийского и Восточно-Индийского хребтов, а также Маскаренского хребта с расположенными на нем Сейшельскими островами, плато Кергелен с островами Кергелен и Херд, Мальдивского хребта с его островами. Наконец, существенная часть прежнего массива Лемурии может скрываться в области Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического поднятий в форме множества фрагментов, перекрытых базальтовыми покровами. Подводное плато, на котором располагаются острова Амстердам и Сен-Поль, возможно, является одним из таких фрагментов.

Возникает, естественно, вопрос: в какую же из известных моделей развития Земли лучше всего вписываются наши представления о существовании в Индийском океане в раннем кайнозое одновременно и периферических котловин мелового возраста, и активных рифтогенальных систем срединно-океанических хребтов, и срединного континентального массива Лемурии? С нашей точки зрения лучше всего эти представления укладываются в рамки концепции расширяющейся Земли. Однако обсуждение преимуществ и недостатков этой концепции не входит в задачи данной статьи.

Литература

- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., «Наука», 1979.
Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М., «Наука», 1979.
Коренева Е. В. Споры и пыльца из донных отложений западной части Тихого океана. М., «Наука», 1964.
Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли. М., «Недра», 1978.
Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Шрейдер А. А., Седов В. В., Ельников И. Н. Строение Восточно-Индийского хребта по данным комплексных геофизических исследований. — Океанология, 1979, № 4.
Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана. — Геотектоника, 1973, № 6.
Удинцев Г. Б. Новые данные о строении дна Индийского океана. — Океанология, 1965, № 6.
Удинцев Г. Б., Жив Д. И., Канаев В. Ф., Лаутон А. С., Симпсон Э. С., Фишер Р. Л. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. АН СССР, Изд-во ГУГК СМ СССР, М., 1975.
Удинцев Г. Б., Павленкова Н. И. 1-й рейс г/с «Георгий Максимов» по программе Института физики Земли им О. Ю. Шмидта АН СССР. — Океанология, 1979, № 5.

- Уоллес А. Тропическая природа. М., «Мысль», 1975.
- Aitdt Th. Die lemurischen Inseln. «Pettermans Mitteilungen», 1919.
- Bowin C. O. Origin of the Ninetyeast ridge from studies near the equator.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 26.
- Curragh J. R., Moore D. G. Sedimentary and tectonic processes in the Bengal Deep Sea Fan and geosyncline, in Burke C. A. and Drake C. L., eds. The Geology of continental margins, Springer-Verlag, New York, 1974.
- Davis T. A., Luyendyk B. P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 26. Washington (U. S. Government Printing Office), 1974.
- Francis T. J. G., Raitt R. W. Seismic refraction measurements in the southern Indian Ocean.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 12.
- Groot J., Groot C., Ewing M., Burckle Z., Conolly J. Spores, Pollen Diatoms and provenance of the Argentine basine Sediments. Progress in oceanography, v. 4. Pergamon Press, Oxford — Amsterdam — New York, 1967.
- Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram of the Indian Ocean, the Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea and the Celebes Sea. Geol. Soc. Amer. Inc., New York, 1965.
- Heezen B. C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift.— Philos. Trans. Roy. Soc. Ser. A., v. 258, 1965.
- Heirtzler J. R., Bolli H. M., Davies T. A., Saunders J. B., Sclater J. B. (eds.). Indian Ocean Geology and Biostratigraphy. Amer. Geophys. Union, Washington, 1977.
- Johnson C. L., Heezen B. C. The morphology and evolution of the Norwegina-Greenland Sea.— Deep-Sea Res., 1967, v. 14.
- Kemp E. M., Harris W. K. The vegetation of Tertiary islands of the Ninetyeast Ridge.— Nature, 1975, 258, November, 27, No. 5530.
- Laughton A. S., Matthews D. H., Fisher R. L. The structure of the Indian Ocean, in Maxwell A. E. ed. The Sea; Ideas and Observations, v. 4, New York, John Wiley and Sons, Inc., 1970, p. 543—586.
- LePichon X., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea floor spreading.— J. Geophys. Res., 1968, 73, No. 6.
- Luyendyk B. P., Davies T. A. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. v. 26, Washington (U. S. Government Printing Office), 1974.
- Luyendyk B. P., Rennick W. Tectonic origin of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1977, 88, No. 7.
- McKenzie D. P., Sclater J. G. The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous.— Royal. Astron. Soc. Geophys. J., 1971, v. 25.
- Morgan W. J. Deep Mantle convection plumes and plate motions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1972, v. 56.
- Sclater J. G., Fisher R. L. Evolution of the east central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, No. 5.
- Stanley E. A. Abundance of Pollen and spores in marine sediments off the eastern coast of the United States.— South-eastern Geology, 1965, v. 7, n. 1.
- Talwani M., Udintsev G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 38. Washington (U. S. Government Printing Office), 1976.
- Veevers J. J., Cotterill D. Western margin of Australia: Evolution of a rifted arch system.— Bull. Geol. Soc. America, 1978, v. 89, No. 3.
- Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 26, Washington (U. S. Government Printing Office), 1974.
- Vogt P., Johnson G. L. Transform faults and longitudinal flow below the mid — oceanic ridge.— J. Geophys. Res., 1974, v. 80, No. 11.
- Von der Borch C. C., Sclater J. G., Carner S., Hekinian R., Johnson D. A., McGowan B., Pimm A. C., Thompson D., Veevers J., Waterman L. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 22, Washington (U. S. Government Printing Office), 1973.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР
Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
7 декабря 1979 г.

УДК 551.242.5 : 551.423.4 (47)

В. С. ВОЙТОВИЧ

О ГЛУБИННОМ НАДВИГЕ-ШАРЬЯЖЕ ОСНОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

По глубинному надвику, переходящему в шарьяж, образования Свекофенской протогеосинклинали надвинуты на Карельский срединный массив, в том числе на ятулийские протоплатформенные отложения; к зоне разлома приурочены гипербазиты, габброиды и граниты рапакиви. Этим определяются особенности геологического строения и металлогении значительной части докембрийского основания платформы.

Рассматриваемый глубинный надвиг-шарьяж резко ограничивает Янисярвинскую мульду (рис. 1, 2) и другие структуры, сложенные протоплатформенными слабометаморфизованными ятулийскими отложениями. В их строении наблюдается вергентность, асимметрия, выраженная наклонами преимущественно к юго-юго-западу, в сторону надвига-шарьяжа, слоев ятулийских отложений, осевых плоскостей наблюдающихся местами складок разных порядков и продольных разрывных нарушений. Янисярвинская мульда представлена обычно лишь северо-восточным крылом, резко оборванным надвигом-шарьяжем. Вдоль разлома местами наблюдаются узкие блоки шириной в десятки — первые сотни метров, в которых ятулийские отложения залегают с крутыми до вертикальных углами наклона слоев, интенсивно рассланцованы, а на отдельных участках смяты в сжатые близкие к изоклинальным складки разных порядков до плейчатости, характерные для приразломных зон смятия. Разрывные нарушения, ограничивающие блоки, большей частью выражены на местности резкими обрывистыми уступами и иногда сопровождаются габбро-диабазам. К северо-западу от оз. Малое Янисярви Янисярвинская мульда сужена и в районе г. Вяртсиля характеризуется крутыми, до вертикальных, моноклинальными падениями слоев ятулийских отложений на северо-восточном крыле вплоть до надвига-шарьяжа, что установлено по буровым профилям.

К юго-востоку от оз. Малое Янисярви близ пос. Ялонвара на северо-восточном крыле мульды тектонически сорван полого залегающий стратиграфический контакт ятулийских отложений с более древними образованиями, причем в зоне контакта разбурено чередование мелких блоков разновозрастных пород (рис. 3). В отдельных блоках наблюдаются кварцито-песчаники, частично гравийные, аналогичные развитым в прилежащих частях Янисярвинской мульды и сложенные разноокатанными обломками кварца, реже полевых шпатов с кварцевым или серицит-кварцевым цементом. Они чередуются с блоками метабазитов и метаморфических сланцев, характерных для доятулийских раннедокембрийских отложений, вмещающих Ялонварское серноколчеданное месторождение. Метабазиты представлены метапорфиритами, переходящими в зеленые сланцы. Метаморфические сланцы преимущественно биотитовые, реже хлорит-кварцевые; они большей частью темно-серые до черных, обогащенные углеродистым веществом. В керне видно срезаение слоистости ятулийских и более древних отложений разрывными нарушениями, к которым нередко приурочены маломощные дайки гра-

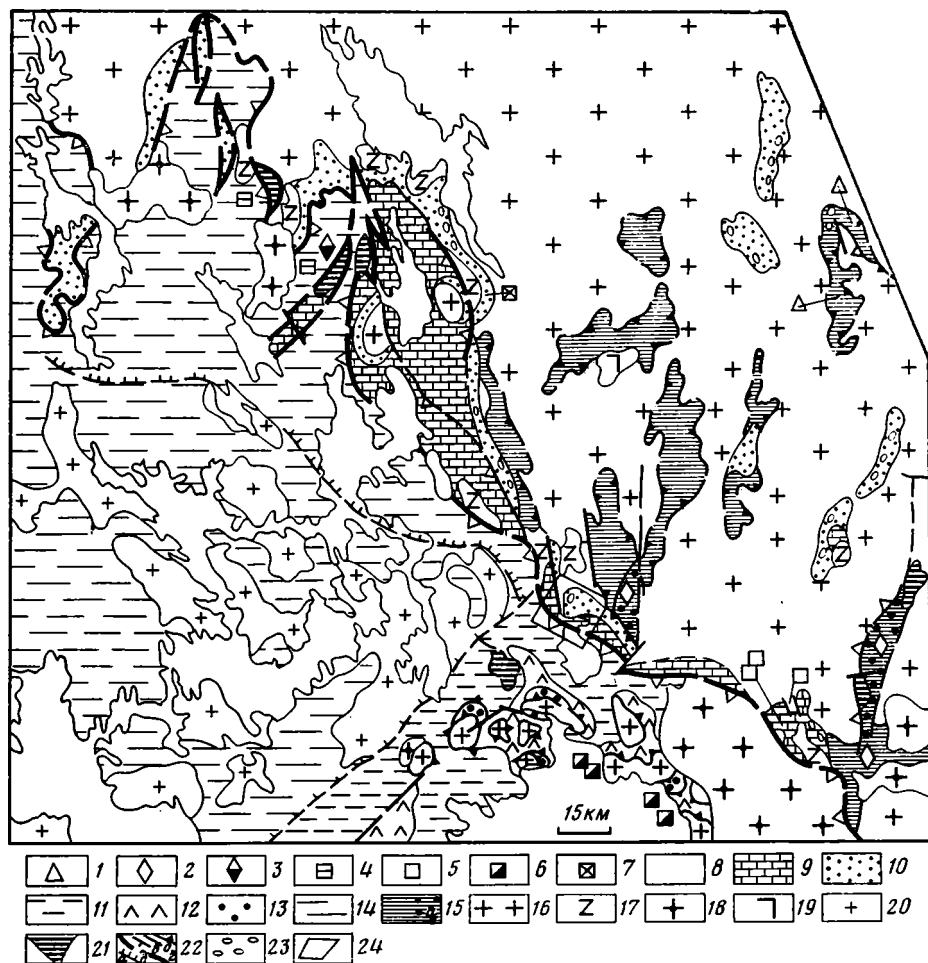


Рис. 1. Глубинный надвиг-шарьяж в Восточной Финляндии и прилегающей территории Карелии (с использованием опубликованных работ финских и советских геологов, материалов ЦНИГРИ, для отдельных участков результатов дешифрирования космических снимков и наблюдений автора).

1—7 — некоторые месторождения и рудопроявления: 1 — железорудные в железистых кварцитах, 2 — серноколчеданные, частично с различным оруденением, 3 — медноколчеданные, 4 — медно-никелевые в гипербазитах, 5 — свинцово-цинковые, 6 — оловянно-полиметаллические, 7 — редких земель; 8 — четвертичные отложения и озера; 9—10 — протоплатформенные среднепротерозойские слабометаморфизованные отложения Карельского массива: 9 — терригенно-карбонатные с преобладанием филлитовидных сланцев и известняков, 10 — терригенные, преимущественно кварцито-песчаники, частично гравийные, с прослоями гравелитов, кварцевых и полимиктовых конгломератов; 11—15 — протогоеосинклинальные метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения: 11—14 — в свекофенидах (11 — преимущественно флишоидные отложения ладожской серии, 12 — вулканогенно-осадочные отложения сортавальской серии, 13 — преимущественно кварцито-песчаники и карбонатные породы питкярантской свиты, 14 — нерасчлененные с преобладанием метаморфических сланцев), 15 — в карелидах (а — в предполагаемых зонах океанической коры); 16 — архейский гнейсо-гранитовый комплекс основания, большей частью ремобилизованный в протерозое; 17 — габбро-диабазы; 18 — рапакиви и ассоциирующие с ними гранитоиды; 19 — габбро-амфиболиты; 20 — свекофенские гранитоиды; 21 — гипербазиты; 22 — разломы (частым пунктиром — предполагаемые), контур предполагаемой площади распространения ятулийских отложений под тектоническим покровом метаморфических сланцев (а) и глубинный надвиг-шарьяж (б), границы блоков архейской протоконтинентальной коры в свекофенидах (в), прочие разрывные нарушения (г) и тектонически сорванные стратиграфические контакты (д); 23 — докембрийские конгломераты; 24 — местоположение врезки (рис. 2)

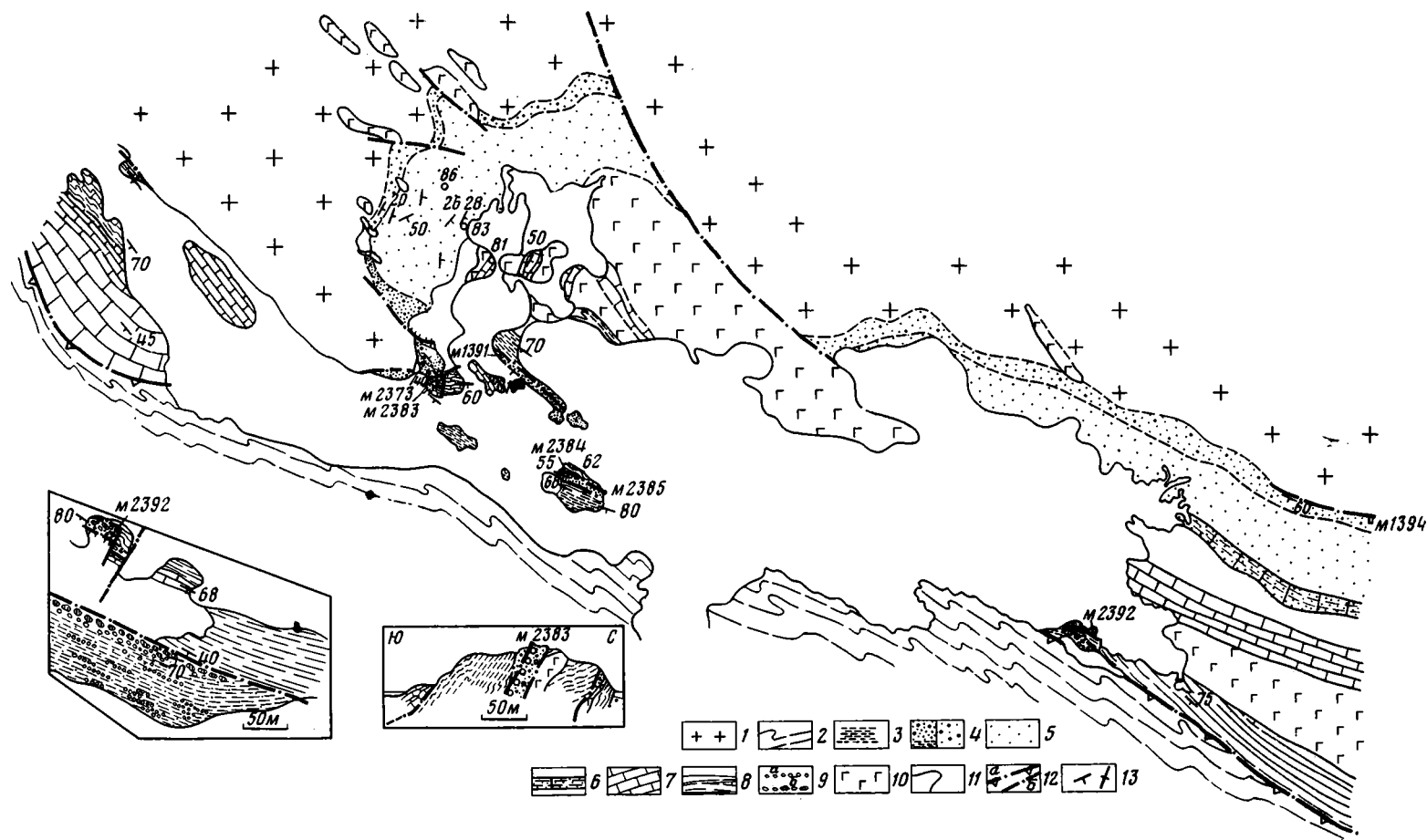


Рис. 2. Подпись к рисунку 2 см. на полосе 26.

Рис. 2. Схема геологического строения Янисярвинской мульды у оз. Малое Янисярви (с использованием материалов Карельской и Северной экспедиций и наблюдений автора) 1 — гнейсо-граниты; 2 — флишоидные отложения ладожской серии; 3—9 — среднепротерозойские, преимущественно ятулийские отложения: 3 — темно-серые до черных графитистые сланцы с подчиненными прослоями алевролитов и кварцито-песчаников, 4—а — углеродсодержащие темно-серые гравийные песчаники и прослои сланцев среди них (черточками), б — светло-серые гравийные песчаники, 5 — песчаники, 6 — пестроцветные карбонатно-песчано-глинистые сланцы, 7 — известняки и доломиты, 8 — филлитовидные сланцы с линзами карбонатных пород, 9 — конгломераты кварцевые (а) и полимиктовые валунно-галечные (б); 10 — габбро-диабазы; 11 — четвертичные отложения и озера; 12 — разломы (а — глубокий надвиг-шарьяж, б — прочие); 13 — элементы залегания слоев, наклонные (а) и вертикальные (б). На врезках: слева — мелкие блоки у хутора Партанен в плане, справа — блоки, сложенные кварцито-песчаниками и сульфидсодержащими кварцевыми конгломератами низов ятулия среди верхнеятулийских филлитовидных сланцев и карбонатных пород в разрезе.

Обозначены отдельные шлихо-минералогические пробы из конгломератов (м2392 и др.)

нит-порфиров, кварцевые жилы и зоны наложенной сульфидной существенно пиритовой вкрапленности с проявлениями рудных полезных ископаемых. По данным бурения сближенных скважин, тектонические блоки имеют форму пластин и линз, быстро выклинивающихся.

Общая вергентность строения Янисярвинской мульды и других ятулийских структур и осложняющие их небольшие блоки свидетельствуют о тангенциальном тектоническом сжатии и тангенциальных перемещениях пород по пологим разрывным нарушениям в соответствии с надвижением на ятулийские отложения более древних образований по надвигу-шарьяжу. По нему характерные для свекофенид метаморфизованные и интенсивно дислоцированные терригенные, большей частью флишоидные отложения ладожской серии перекрывают на разных участках различные части ятулия (см. рис. 2).

По широко распространенным представлениям (Эскола, 1967; Земная кора, 1978, и др.), отложения ладожской серии стратиграфически налегают на ятулийские. Впрочем, изучение этого контакта с вскрытием его поверхностными горными выработками и бурением не привлекало внимания при геологосъемочных и поисковых работах. Вместе с тем развитые к югу от него отложения несомненно дотятулийские. Они интенсивно дислоцированы и большей частью смяты в линейные складки разных порядков до пloyчатости, прорваны свекофенскими интрузиями гранитоидов и на значительной площади гранитизированы. В то же время ятулийские отложения накапливались после внедрений большей части гранитоидов и прорываются лишь гранитами рапакиви. В Приладожье в свекофенидах изучена метаморфическая зональность (Велико-славичский, 1971 и др.), которая не затрагивает ятулийские протоплатформенные отложения. Многие определения абсолютного возраста отложений сортавальской и ладожской серий также указывают на их дотятулийский раннедокембрийский возраст. К тому же в составе сортавальской серии местами изучены железистые кварциты, характерные для лопия Карелии (Чернов и др., 1970). Конгломераты, развитые у мыса Партанен оз. Малое Янисярви, независимо от их стратиграфического положения¹ нельзя рассматривать как базальные основания ладожской серии, поскольку они залегают в тектонических блоках (см. рис. 2, врезка). К тому же ладожская серия стратиграфически налега-

¹ Стратиграфическое положение существенно конгломератовых отложений, развитых у мыса Партанен, служило предметом дискуссий (Негруца, 1967 и др.). Эти отложения, так же как местами и в нижней части ятулия, темно-серые до черных, обогащенные углеродистым веществом, вероятнее всего, за счет размыва углеродсодержащих сланцев ладожской серии, наблюдающихся близ Янисярвинской мульды. Об этом свидетельствуют шлихо-минералогические анализы крупнообъемных проб конгломератов (м2392, м2373 и др., см. рис. 2).

ет на сортавальскую. Отложения обеих этих серий дислоцированы в совершенно ином структурном плане, чем ятулийские, и образуют линейные складчатые структуры, резко отличающиеся от Янисярвинской мульды, с которой они сочленяются по рассматриваемому надвижу-шарьяжу. Он из Приладжья продолжается на территорию Финляндии, где метаморфические сланцы налегают на слабометаморфизованные среднепротерозойские отложения, причем чаще всего на развитые в их верхней части филлитовидные сланцы, но на отдельных участках — непосредственно на нижележащие кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов (см. рис. 1). Так же как и на территории СССР, в Восточной Финляндии граница метаморфических сланцев и слабо измененных среднепротерозойских отложений прослежена на геологических картах, хотя зачастую не обращалось внимания на тектонический характер этого контакта (Эскола, 1967 и др.). Заметим в связи с этим, что близкие к согласным надвиги и шарьяжи фанерозоя нередко морфологически почти незаметны. Например, Тегермачский тектонический покров Южного Тянь-Шаня выявлен по находкам граптолитов силура в песчано-сланцевой толще, тектонически налегающей на сходные по составу среднекаменноугольные терригенные отложения в ядре синформной структуры; положение поверхности надвига установлено только после сближения пунктов сборов среднекаменноугольных фузулинид и силурийских граптолитов, мощных зон милонитов у контакта обычно нет (Поршняков, 1973 и др.). Этим же исследователем отмечено, что в Южном Тянь-Шане метамор-

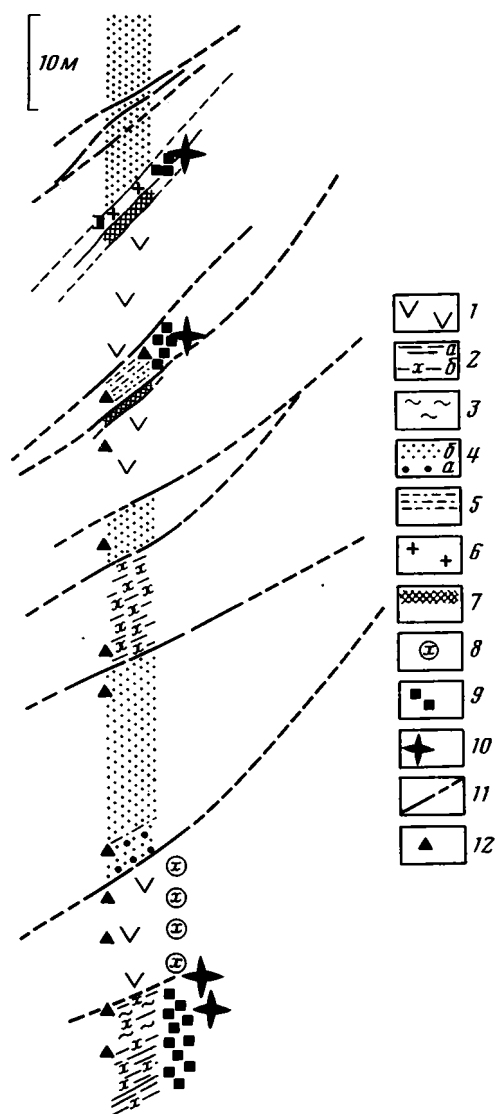


Рис. 3. Разрез зоны тектонически сорванного контакта ятулийских и более древних образований по данным бурения

1—3 — доятулийские образования: 1 — метабазиты, преимущественно метапорфириты, неравномерно эпидотизированные и окварцованные, переходящие в зеленые сланцы, 2 — сланцы биотитовые, частично графитистые (а), хлоритовые (б), 3 — хлорит-кварцевые и существенно кремнистые; ятулийские отложения: 4 — гравелиты и гравийные обломки (а), кварцито-песчаники (б), 5 — алевритистые филлитовидные сланцы; 6 — дайки гранит-порфиров; 7 — кварцевые жилы; 8, 9 — зоны гидротермальных изменений: хлоритизации (8) и пиритизации (9); 10 — наложенное оруденение, 11 — разрывные нарушения; 12 — штуфные пробы и образцы

фические сланцы рифея, надвинутые на каменноугольные отложения, иногда ошибочно относятся к среднему карбону.

В Восточной Финляндии амплитуды тангенциальных перемещений метаморфических сланцев, надвинутых на ятулий, вероятно, достигают 50—60 км. Так оценивались амплитуды горизонтальных смещений масс в зоне сочленения свекофенид и карелид Х. Вярюненом (1959).

Таким образом, наблюдающийся в Приладжье близкий к согласному надвиг на ятулий метаморфизованных супракрустальных образований свекофенид по направлению к северо-западу, в Восточной Финляндии, переходит в шарьяж. К зоне разлома приурочены гипербазиты, габбро-диабазы, а также пологий Салминский массив гранитов рапакиви, что свидетельствует о глубоком проникновении надвига-шарьяжа в земную кору и мантию. Не исключено, что местами в свекофенидах значительная часть гранитного слоя коры образована за счет тектонического скупчивания супракрустальных серий на фоне движений по глубинному надвику-шарьяжу.

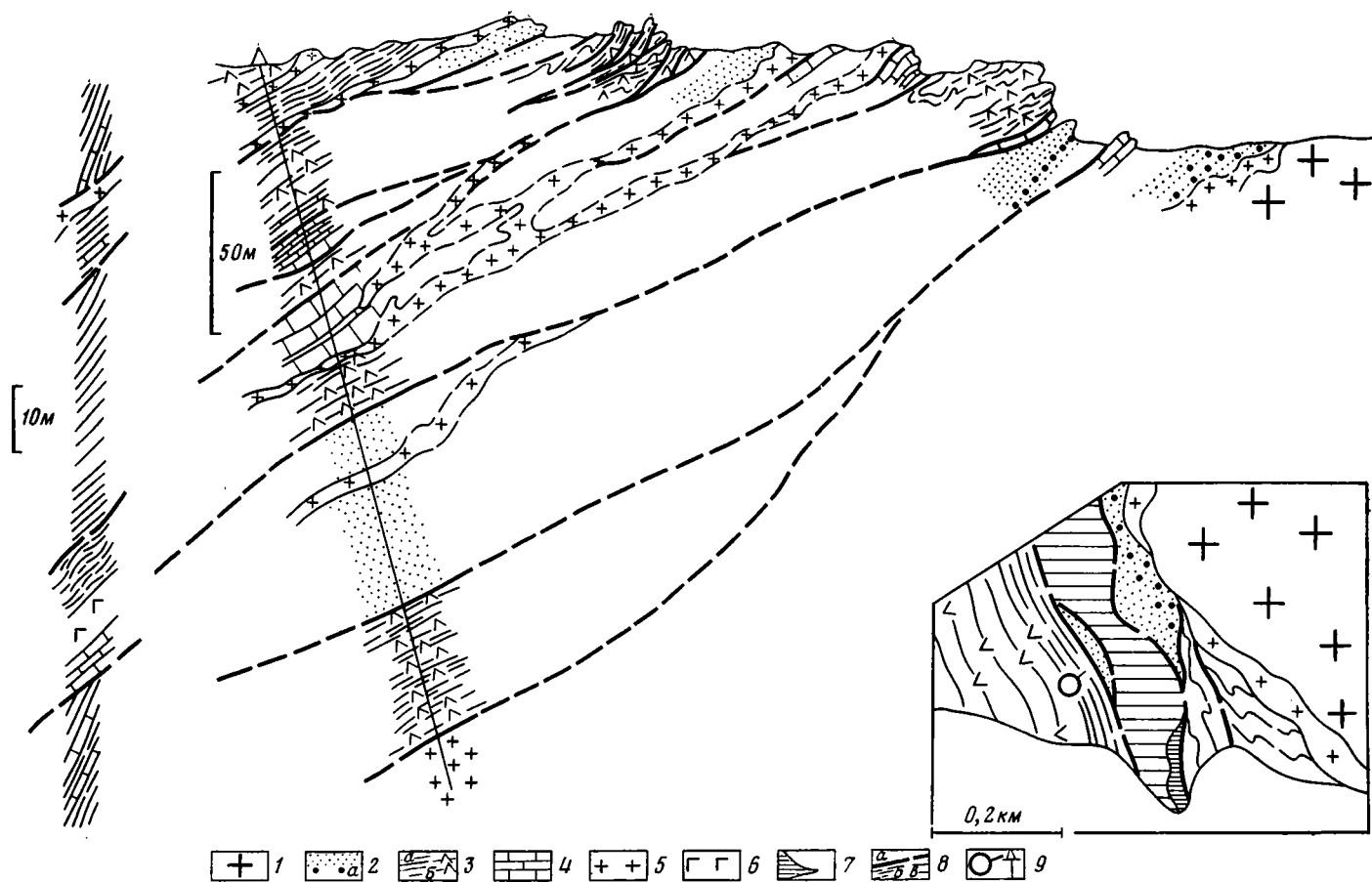
В рудном районе Восточной Финляндии основание протогеосинклинальных отложений свекофенид не известно, и, вероятнее всего, они накапливались на коре океанического типа, о чем свидетельствует распространение офиолитов (Вярюнен, 1959; Войтович, 1976, и др.).

В Приладжье в свекофенидах располагается блок архейской протоконтинентальной коры, выступающей в ядрах гранито-гнейсовых куполов. На архейские гранито-гнейсы налегают гравелиты, кварцито-песчаники и мраморизованные известняки питкьярантской свиты, которая многими исследователями относилась к ятулию. Х. Вярюнен (1959) считал, что на гнейсо-граниты и перекрывающий их ятулий шарьированы свекофенские метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения. Однако последующие геологосъемочные работы со значительными объемами бурения не подтвердили этой точки зрения, поскольку на многих участках установлены постепенные переходы от питкьярантской свиты к сортавальской серии. В составе последней присутствуют прослои кварцито-песчаников и мраморизованных известняков, аналогичных развитым в питкьярантской свите, в которой в свою очередь наблюдаются прослои характерных для сортавальской серии амфиболитов и метаморфических сланцев (амфиболовых, амфибол-биотитовых, порфиروбластических гранатовых и др.). Эти отложения метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, кварцито-песчаники преимущественно кварцевые с биотит- или мусковит-кварцевым цементом, иногда порфиروбластические с порфиробластами граната.

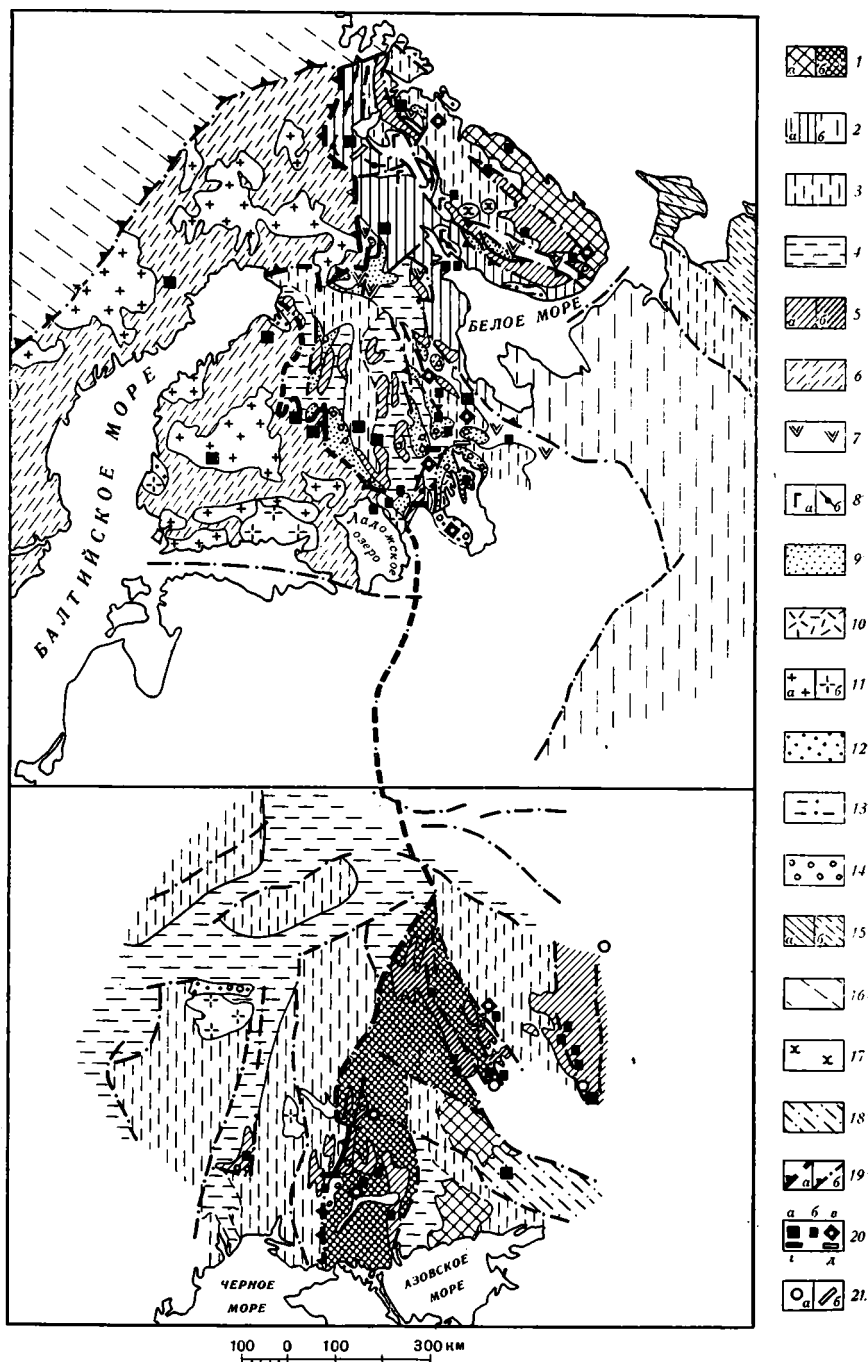
Отложения, стратиграфически перекрывающие гранито-гнейсовые купола, большей частью тектонически сорваны с них. При этом обычно наблюдаются многочисленные сближенные пологие разрывные нарушения, и за счет некоторого проскальзывания пород по ним тектонически срезаются отдельные слои и пачки. Вследствие этого в близлежащих обнажениях и скважинах разрезы отложений, перекрывающих гранито-

Рис. 4. Схема строения участка зоны тектонически сорванного контакта гранито-гнейсового купола в Приладжье в районе с. Вуори. Справа геологическая схема и разрез к ней через скважину, слева разрез отложений, осложненных мелкими межпластовыми срывами по керну одной из скважин

1 — архейские гнейсо-граниты основания; 2 — 4 — метаморфизованные отложения питкьярантской свиты и сортавальской серии: 2 — кварцито-песчаники (а — гравийные), 3 — сланцы графитистые биотитовые (а), амфиболовые (б), 4 — мраморизованные известняки; 5 — граниты; 6 — габбро-диабазы; 7 — сульфидно-кварцевые жилы с различным орудуением; 8 — разрывные нарушения (а), милониты (б) и зоны мелких блоков (в), 9 — скважины на схеме и на разрезе



гнейсовые купола, различаются, и зачастую проследить отдельные слои, а иногда и пачки невозможно из-за их тектонического выклинивания (рис. 4). Нередко в разных блоках-пластинах резко различаются углы наклона отложений, а иногда наблюдаются мелкие близкие к изоклинальным складки волочения. Местами установлено чередование тектонических блоков-отторженцев, пластин и линз гнейсо-гранитов основания, кварцито-песчаников, мраморизованных известняков, метаморфических сланцев и амфиболитов. К разрывным нарушениям приурочены дайки различного состава и сульфидно-кварцевые жилы с оруденением.



Локально наблюдается интенсивное скарнирование мраморизованных известняков, и к скарнам приурочены оловянно-полиметаллические месторождения (Вярюнен, 1959). Охарактеризованные дислокации затухают вверх по разрезу отложений, перекрывающих гранито-гнейсовый купол. Все это указывает на некоторое тангенциальное смещение масс, сорванных с гранито-гнейсового основания, вероятно, в результате общего надвигания свекофенид на карелиды по глубинному надвижу-шарьяжу.

К юго-западу от разлома развивалась Свекофенская протогеосинклиналь. К северо-востоку — в архее возник обширный гранито-гнейсовый протоконтинент, и в его пределах формировались Карельские протогеосинклинали, в том числе троговые над зонами деструкции и растекания протоконтинентальной гранито-гнейсовой коры (Войтович, 1976 и др.). Затем в протоплатформенных условиях накапливались осадочные отложения и вулканиты преимущественно ятулия. Позднее по глубинному надвижу-шарьяжу произошло надвигание протогеосинклинальных образований свекофенид на протоконтинентальный гранито-гнейсовый массив (Ятулийский континент, по Х. Вярюнену, 1959), что сопровождалось интрузивной и гидротермальной деятельностью.

В рудном районе Восточной Финляндии, где свекофениды формировались на океанической коре, выявлены медноколчеданные и медно-никелевые месторождения нередко с благородными металлами (Оутокумпу и др.), пространственно ассоциирующие с гипербазитами. Для Приладжья, где в свекофенидах существовал блок протоконтинентальной гранито-гнейсовой коры, характерны оловянно-полиметаллические месторождения. Непосредственно к северо-востоку от глубинного надвига-шарьяжа в прилежащей к нему части Карельского массива выявлены месторождения и рудопроявления свинца и цинка, в том числе в протоплатформенных карбонатных отложениях ятулия. Заметим в связи с этим, что к окраинным частям массивов континентальной коры, характеризующимся широким распространением субплатформенных сущест-

Рис. 5. Схема тектоники докембрийского основания Восточно-Европейской платформы 1—4 — архейский гранито-гнейсовый комплекс основания: 1 — преимущественно гнейсо-граниты (а), в том числе предположительно первые гранитоиды Земли с ксенолитами и блоками образований догранитной стадии (б), 2 — гранито-гнейсы и кристаллические сланцы (а — в беломоридах на Балтийском щите, б — в погребенном фундаменте платформы), 3—4 — гнейсо-граниты, часто ремобилизованные (3 — в антиклинальных, 4 — в синклинальных зонах); 5—7 — складчато-метаморфический протогеосинклинальный структурно-формационный комплекс: 5 — в карелидах и погребенном основании центральных и южных частей платформы (а), в том числе в мегаблоке Большого Кривого Рога — КМА (б), где широко развиты кварцевые конгломераты и хемогенные железистые кварциты, накапливавшиеся в близких к протоплатформенным условиям; 6 — в свекофенидах и к западу от них, 7 — краевые зеленокаменные вулканические пояса, прослеживающиеся вдоль глубинных разломов, разделяющих крупные тектонические единицы (беломориды, карелиды и др.); 8 — анортозиты (а) и гранулиты (б), в том числе предположительно раннеархейские образования догранитной стадии развития Земли; 9—10 — слабо измененный протоплатформенный структурно-формационный комплекс, сложенный метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации осадочными и вулканогенными отложениями ятулия (9), суйсарской и бесовецкой свит хогландия и суботния (10); 11 — свекофенские интрузии гранитоидов (а) и более поздние граниты рапакви (б), 12—13 — слабометаморфизованные преимущественно терригенные отложения суботния и иотния (12) и более молодые рифы (13); 14 — докембрийские конгломераты; 15 — складчатая зона тиманид на поверхности (а) и в погребенном фундаменте платформы (б); 16 — каледониды Скандинавии; 17 — нефелиновые сиениты времени палеозойской активизации платформы; 18 — палеозойская складчатая зона Донбасса; 19 — разломы: а — глубинный надвиг-шарьяж, ограничивающий свекофениды, и его возможное продолжение (частым пунктиром), б — прочие; 20 — отдельные рудопроявления и месторождения (цветных металлов и др.): а, б — различные гидротермальные кварцевые, сульфидно-кварцевые и сульфидные, в, г — метаморфогенно-осадочные в кварцевых конгломератах (в) и железистых кварцитах (г), в зеленокаменных вулканитах (д), 21 — россыпные проявления полезных ископаемых в платформенном чехле

венно карбонатных отложений, нередко приурочены свинцово-цинковые рудные пояса (Принципы прогнозирования..., 1978).

В протогосинклинальных структурах карелид выявлены месторождения железистых кварцитов, а местами также серноколчеданные, иногда сопровождающиеся различными оруденениями. Первые из них — осадочно-хемогенные формировались в результате интенсивного химического выветривания прилежащих к протогосинклинальным трогам малоподвижных частей архейского протоконтинента, вторые — приурочены преимущественно к частям троговых структур, где, вероятно, возникали узкие зоны новообразованной океанической коры.

В общем повсеместно наблюдается приуроченность метаморфогенно-осадочных и россыпных полезных ископаемых к карелидам и мегаблоку Большого Кривого Рога — КМА, где на большой площади в архее сформировалась протоконтинентальная гранито-гнейсовая кора (рис. 5).

В коллективной монографии (Земная кора., 1978) как наиболее крупные тектонические единицы на Балтийском щите выделены Свекофенский и Карело-Кольский геоблоки, однако разделяющий их глубинный разлом (Фенно-Карельский шов) на большом протяжении не совпадает с рассматриваемым глубинным надвигом-шарьяжем, и намечен несколько восточнее Янисярвинской мульды. По этим представлениям как ятулийские, так и доятулийские образования сходны по разные стороны глубинного шва и в крайнюю часть Свекофенского геоблока прослеживаются карелиды. В то же время надвиг-шарьяж, в нашем понимании, резко разделяет свекофениды и карелиды. При настоящей изученности не ясно, продолжается ли этот глубинный разлом на юг от Балтийского щита. Предполагалось, что глубинный разлом, разделяющий свекофениды и карелиды, со смещениями по поперечным разрывным нарушениям типа трансформных пересекает докембрийское основание Восточно-Европейской платформы от Баренцева до Черного моря, хотя разными исследователями он гипотетически проводился по-разному (Войтович, 1973; Тектоническая карта фундамента территории СССР, 1975, и др.). Возможно, его продолжением служит глубинный надвиг, ограничивающий с запада архейский мегаблок Большого Кривого Рога — Курской магнитной аномалии (см. рис. 5).

Исследованиями последних лет установлена важная роль тангенциальных тектонических движений и тангенциального сжатия в формировании структуры докембрийского основания платформы (Новикова, 1975; Тектоника фундамента., 1978, и др.). Так, в пределах Карельского массива на большей его части сорваны с основания раннедокембрийские протогосинклинальные супракрустальные формации, и лишь изредка удается наблюдать ненарушенное стратиграфическое налегание их с базальными конгломератами на гнейсо-граниты (см. рис. 1; Войтович, 1974). Структурный рисунок протогосинклинальных, а отчасти и протоплатформенных структур, единообразная на значительных площадях ориентировка осложняющих их зон смятия и расщепления также свидетельствуют об общем тангенциальном тектоническом сжатии (Новикова, 1975 и др.). Вместе с тем наиболее интенсивно дислоцированы глубинные зоны сочленения Карельского массива с беломоридами и свекофенидами, причем эти же зоны характеризуются интенсивной интрузивной и гидротермальной деятельностью. Это, вероятно, свидетельствует, что крупные тектонические единицы, в частности Карельский массив, обнаруживают некоторую аналогию с плитами, а глубинные зоны их сочленения сходны по своему геологическому положению с зонами Заварицкого — Бенъофа. По ним, как известно, наблюдается надвижение континентальной коры на океаническую; однако по рассматриваемому глубинному надвигу-шарьяжу, наоборот, образования Свекофен-

ской протогеосинклинали надвинуты на гранито-гнейсовый протоконтинентальный массив.

В результате бурения Кольской сверхглубокой скважины установлено, что пологие разломы, близкие по характеру залегания к согласным, могут продолжаться на большую глубину, где вдоль них обнаружены зоны разуплощения и трещиноватости, проявления гидротермальной деятельности и интенсивные тепловые потоки (Сидоренко, 1975). Это подтверждает, что такие разломы могут быть рудоподводящими и рудовмещающими. Глубинные надвиги-шарьяжи, на которые в последнее время обращено внимание А. В. Пейве (1977 и др.), проникают в мантию и характеризуются значительными амплитудами тангенциальных перемещений блоков. Они контролируют процессы магматизма и гидротермальной деятельности и, быть может, определяют также закономерности региональной метаморфической зональности и проявления разных типов регионального метаморфизма в зависимости от особенностей таких разломов.

Литература

- Великославинский Д. А. Метаморфические зоны в северном Приладожье и оценка температур метаморфизма кинитового и андалузитового типов регионального метаморфизма.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Войтович В. С. О глубинном надвиге зоны сочленения свекофенид и карелид.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2.
- Войтович В. С. Надвиги и меланж Курской магнитной аномалии.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.
- Войтович В. С. О древних эвгеосинклиналях основания Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 6.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1978.
- Негруца В. З. Стратиграфия и литогенез среднепротерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных кварцевых конгломератов. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1967.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1975.
- Пейве А. В. Глубинные разломы и мобилизм.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., «Наука», 1977.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1973.
- Принципы прогнозирования свинцово-цинковых месторождений и методика составления прогнозных карт. М., «Недра», 1978.
- Сидоренко А. В. Кольская сверхглубокая. «Правда», 11 мая 1975 г.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., «Наука», 1978.
- Тектоническая наука фундамента территории СССР. М., «Недра», 1975.
- Чернов В. М., Инина К. А., Раевская М. Б., Горьковец В. Я. Первая находка железистых кварцитов в докембрии Приладожья Карелии.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967.

ЦНИГРИ
Министерство геологии СССР

Статья поступила
4 июля 1978 г.

УДК 551.243(470.34)

С. В. БОГДАНОВА, М. И. ВАЙНЕР, А. С. ПЕТРЕНКО,
Л. Н. ЭДУАРДОВА

ВЫЯВЛЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗЛОМОВ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ МАТЕМАТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С помощью многомерного регрессионного анализа разработана методика определения направлений падения и горизонтальных проекций плоскостей разломов. Она основана на поиске такого взаимного расположения крупных участков геофизических полей относительно матрицы геологических параметров, характеризующих кристаллический фундамент, при котором значения коэффициентов множественной корреляции максимальны.

Полученные данные использованы для выявления морфоструктурных особенностей разломов, ограничивающих Альметьевский и Жигулевско-Оренбургский архейские массивы. Рассмотренные особенности Камского, Алькеевского, Уральского, Жигулевского и других разломов обосновывают и подтверждают как наиболее вероятную надвиговую модель их строения. При этом выясняется различный наклон разломов, более пологий в осадочном чехле и более крутой в фундаменте, что может быть связано как с различными физическими свойствами пород чехла и фундамента, так и с динамикой развития разломов во времени.

Методика и программы, составленные для выявления надвиговых зон по комплексу геолого-геофизической информации, позволяют ориентировать на них поиск нефтегазоносных объектов.

Разломы являются важнейшим структурным элементом погребенного фундамента и осадочного чехла Волго-Уральской области, доказанными геологическими наблюдениями и геофизическими данными. Однако в специфических условиях закрытых районов Русской плиты их морфоструктурная характеристика определяется в значительной мере априорными соображениями и косвенными признаками. Вместе с тем эта характеристика вносит существенную информацию в понимание тектонической структуры плиты, позволяет оценить соотношение вертикальных и горизонтальных движений при формировании Восточно-Европейской платформы в доплитный и плитный этапы ее развития.

Большая роль в прогнозировании зон разломов принадлежит геофизическим методам, часто являющимся единственно возможными при выявлении зон разломов в погребенном фундаменте, особенно в районах, плохо освещенных бурением. При этом констатируется пространственное положение разлома как границы геологических тел, разнородных по физическим свойствам, или как зоны механического напряжения и разрывообразования с резким изменением физических свойств в результате воздействия флюидов (Федынский, 1977). Согласно наиболее распространенным геофизическим моделям, эти границы принимаются вертикальными с различной глубиной проникновения. При совместном анализе гравитационного и магнитного полей, данных ГСЗ делаются попытки определить наклон этих границ земной коры (Козлова, Патрушева, 1976; Земная кора..., 1978).

Между тем в последние годы появляется все больше сведений о том, что многие разломы в фундаменте и осадочном чехле Русской плиты имеют наклонный и весьма пологий характер, а в некоторых случаях по

комплексу геолого-геофизических данных определены направления и углы их падения (Лобов, 1970; Гафаров, 1977; Лобов, Кавеев, 1977; Вале-ев, 1978). Это согласуется с геолого-геофизическими данными по шитам, показывающими широкое развитие надвигов, сдвигов, часто определяющих сложное чешуйчато-покровное строение составляющих шиты геоблоков различного возраста (Соллогуб, 1970; Новикова, 1975; Петров, 1977; Штрейс и др., 1978; Земная кора..., 1978).

Представление о большом значении надвигов в строении линейных подвижных дугообразных зон фундамента Русской плиты, разделяющих архейские срединные (гранулитовые) массивы (Богданова, Гафаров, 1978), укрепилось при изучении корреляционных взаимосвязей вещественного состава фундамента Русской плиты и его физических свойств с геофизическими полями (Козлова, Патрушева, 1972; Богданова, Петренко, 1977). В процессе этих исследований, особенно при исследовании связей петроплотностных особенностей пород фундамента с характером поля локальных аномалий силы тяжести, наиболее ясно отражающего петрографические неоднородности верхних горизонтов земной коры (Серова и др., 1971), установлена весьма слабая положительная корреляция между измеренной плотностью вещественных комплексов фундамента и интенсивностью поля локальных аномалий силы тяжести. Наибольшее несоответствие между ними в Волго-Уральской области наблюдается вдоль контакта архейских массивов с линейными подвижными зонами, где высокоплотным архейским гранулитовым комплексам пород массива часто отвечает отрицательное поле локальных аномалий силы тяжести (Богданова, Петренко, 1977). Наблюдаемое явление с равной вероятностью можно объяснить: 1) вертикальной плотностной неоднородностью гранулитового массива, обусловленной присутствием в его разрезе сильно разуплотненных зон гранитизации, или 2) структурно-тектоническими причинами, такими, как надвиговой контакт гранулитового массива с линейной зоной, отличающейся развитием малоплотных метаморфических комплексов и гранитоидов.

Для проверки справедливости первого или второго предположения авторы использовали многомерный регрессионный анализ (Драйпер, Смит, 1973), разрешающий более объективно оценить соотношения геологических и геофизических данных, характеризующих фундамент Волго-Уральской области. Для этого был выбран ансамбль геологических параметров, тесно связанных с изменениями структурно-вещественных комплексов фундамента (содержание темноцветных минералов в породе, частота встречаемости главных типов пород, степень их катаклаза, объемная плотность и магнитная восприимчивость пород). Дополнительно использовались количественные оценки качественных геологических параметров, которые были названы «групповой» и «индивидуальной» дисперсиями. «Групповая» дисперсия позволяет оценить область распространения каждого качественного параметра, а «индивидуальная» — характеризует степень рассеяния точек опробования в пределах этой области. Дополнительные количественные оценки определялись по программе «Гидра».

Матрица геологических параметров составлена по результатам петрофизических исследований керна пород фундамента в 208 точках в пределах Альметьевского и Жигулевско-Оренбургского архейских массивов (рис. 1). Ансамбль геофизических параметров в этих же точках формировался по картам среднечастотных компонент гравитационного и магнитных полей, полученных при спектральной фильтрации наблюдаемых полей методом двойного преобразования Фурье по программе «Фильтр-2». Кроме этого, использовались карты топографической поверхности. Все перечисленные параметры, хранящиеся в информационно-поисковых системах «ГИПС» и «ГАНИМЕД», отбирались из этих систем в автоматическом режиме (Петренко, 1978).

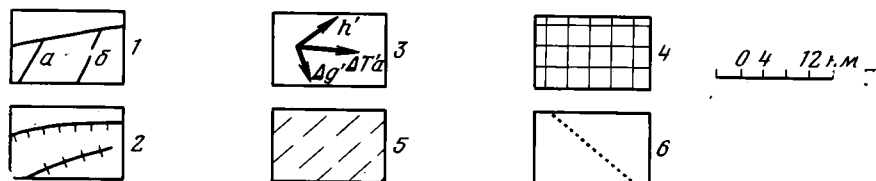
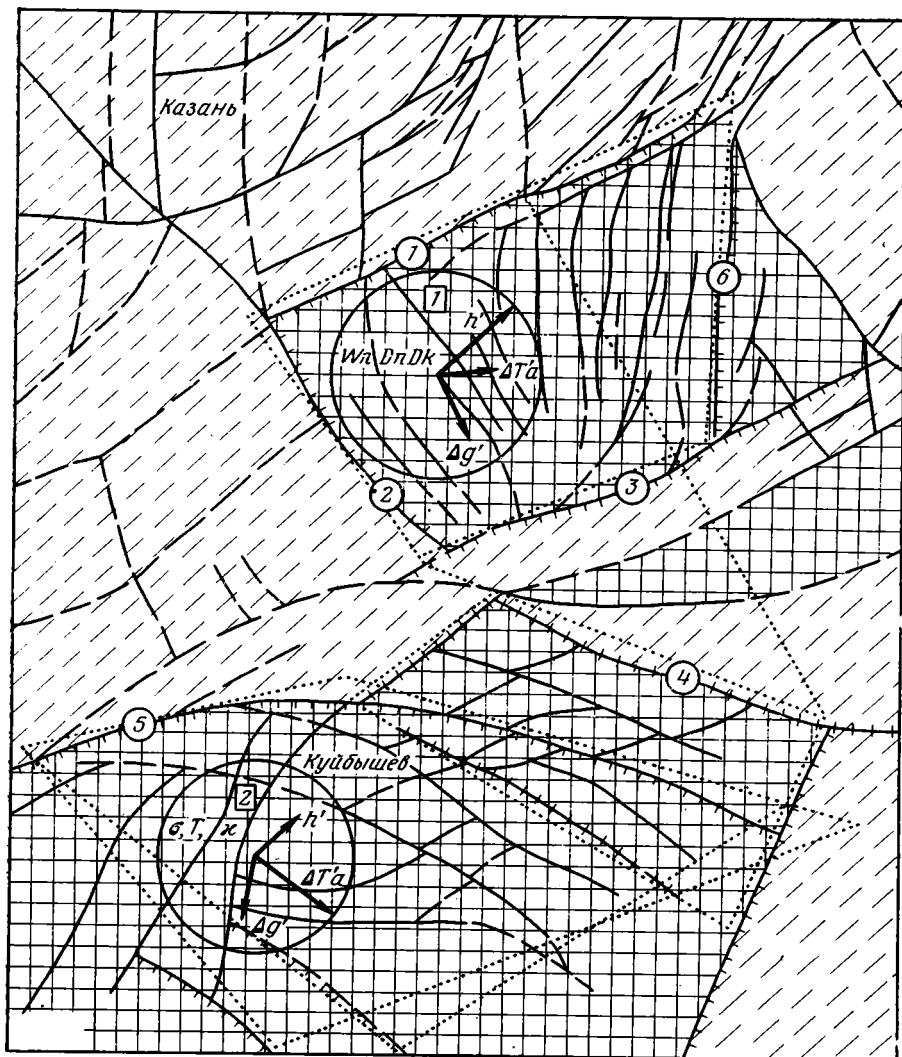


Рис. 1. Схема разломов кристаллического фундамента восточной части Волго-Уральской области

1 — разломы по геофизическим, геологическим, петрофизическим и петрографическим данным; 2 — разломы, ограничивающие выбранные полигоны, с указанием направления их падения (полигоны, цифры в кружках на схеме: 1 — Камский, 2 — Алькеевский, 3 — Туймазинский, 4 — Большекиргельский, 5 — Жигулевский, 6 — Уральский); 3 — векторные диаграммы, характеризующие направления падения и размеры горизонтальных проекций плоскостей разломов, определенные по среднечастотным компонентам гравитационного ($\Delta g'$), магнитного (ΔT_a) полей и топографической поверхности (h') (цифры в квадратах на схеме): 1 — Альметьевского, 2 — для Жигулевско-Оренбургского массивов. Показаны также геологические параметры, наиболее тесно связанные с геофизическими полями: W_n — частота встречаемости типов пород, D_n — групповая дисперсия типов пород, D_k — групповая дисперсия катаклазированных пород, σ — объемная плотность пород, T — содержание темнокветных минералов в породе, κ — магнитная восприимчивость; 4 — архейские гранулитовые массивы; 5 — архейско-раннепротерозойские линейные подвижные зоны; 6 — границы расчетных полигонов; 7 — горизонтальный масштаб проекций векторных диаграмм

Характер соотношения между геологическими и геофизическими параметрами оценивался корреляционным методом. Низкие значения коэффициентов корреляции ($\leq 0,3$) свидетельствуют о слабой зависимости геологических и геофизических параметров между собой.

Методически исследование на эталонных полигонах сводилось к вариации взаимного положения крупных участков топографической поверхности и геофизических полей относительно матрицы геологических параметров, осуществляемой таким образом, чтобы добиться максимально-го значения коэффициента множественной корреляции (КМК).

Границы шести полигонов в пределах архейских массивов Волго-Уральской области проводились по крупным разломам фундамента, выявленным ранее по комплексу геофизических и геологических данных (см. рис. 1). Подбор взаимного расположения и ориентация матрицы геологических параметров, геофизических полей и топографической поверхности осуществлялись автоматически, используя возможности программы «Регресс-4». Смещения полей относительно матрицы проводились последовательно вдоль осей координат миллионного листа. При этом направление оси ординат совпадало с центральным меридианом листа. Шаг смещения составлял два километра. После каждого шага по КМК оценивалась теснота связи между ансамблем геологических параметров и полями. Значения КМК при этих смещениях увеличивались плавно и, достигая максимума, резко уменьшались. Это свидетельствует о неслучайном характере нарастания значений КМК. Однако не для всех параметров КМК изменялись подобным образом, поэтому в процессе анализа были выделены те геологические параметры, которые наиболее чутко реагируют на относительное смещение полей. Причем набор таких параметров различается для разных полигонов.

Суммы векторов, указывающих на смещение полей по осям абсцисс и ординат относительно матрицы геологических параметров, при которых КМК для параметров-индикаторов достигали максимальных значений, интерпретировались как горизонтальные проекции плоскостей падения разломов и их направления в фундаменте и осадочном чехле на поверхность фундамента.

Альметьевский массив отличается тесной связью катаклазированной породы фундамента с другими геологическими параметрами и геофизическими полями, при этом максимальные значения КМК достигают 0,807—0,987. На Жигулевско-Оренбургском массиве проявляется взаимосвязь количества темноцветных минералов в породах и других геологических параметров (0,718). С трансформированными геофизическими полями на этом массиве наиболее тесно связаны объемная плотность (0,692), магнитная восприимчивость (0,894) и индивидуальная дисперсия типов пород (0,596). Пилюгинскому блоку Жигулевско-Оренбургского массива свойственна очень высокая корреляция (0,998) между трансформированными геофизическими полями. Эти значения резко выделяются на фоне относительно низких значений КМК между геологическими параметрами и полями (0,527—0,643).

Полученные данные свидетельствуют о хорошем отражении в трансформированных геофизических полях структурно-вещественных комплексов фундамента Альметьевского массива, которые характеризуются высокой степенью ультраметаморфической переработки в раннем протерозое, часто сопровождающейся дроблением и сильным катаклизмом пород и приводящей к усреднению состава до этого разнородных комплексов (Богданова, Петренко, 1977). Несколько хуже это отражение на Жигулевско-Оренбургском массиве, где метаморфические комплексы представлены главным образом породами гранулитовой фации, слабо измененными диафорическими процессами и резко изменяющимися как по первичному составу, так и по физическим свойствам. Аномально-высокие значения КМК в Пилюгинском блоке объясняются согласным и

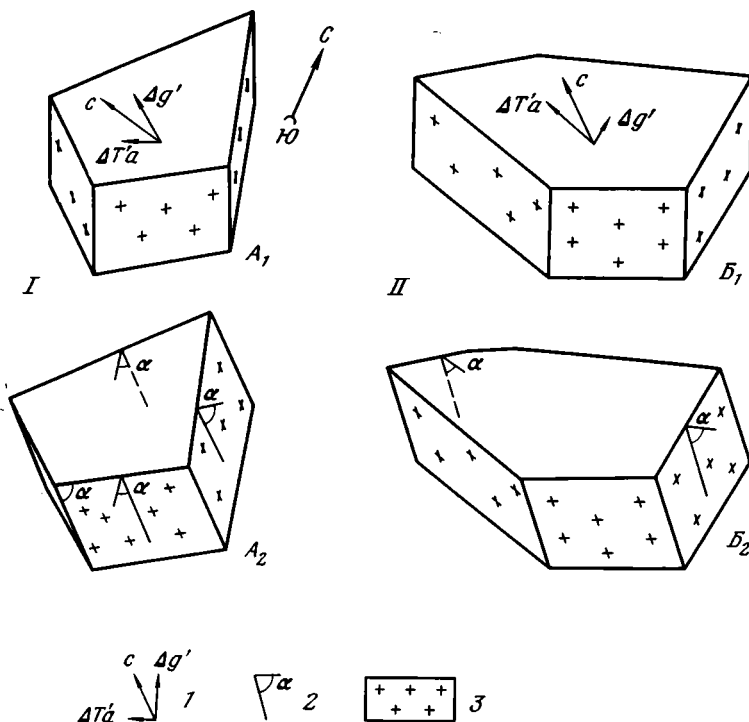


Рис. 2. Схематические блок-диаграммы Альметьевского (I) и Жигулевско-Оренбургского (II) массивов

I_1 и II_1 — модель с вертикальным положением ограничивающих разломов; I_2 и II_2 — расчетная модель с учетом морфоструктурных особенностей ограничивающих разломов по суммарной составляющей (с) направлений их падения

1 — направления смещения геофизических полей (гравитационного $\Delta Q'$ и магнитного $\Delta T_{\alpha}'$) относительно матрицы геологических параметров; 2 — рассчитанные углы падения разломов; 3 — «гравитационно-активный» слой

приподнятым положением границ раздела в земной коре вплоть до границы M (Померанцева, 1964; Годин, Егоркин, 1960; Богданова и др., 1973). Наиболее вероятной причиной слабой связи геологических параметров с геофизическими полями может служить несоответствие состава фундамента на его поверхности породам, залегающим на более глубоких уровнях и создающим аномалии геофизических полей.

Рассмотренные геологические параметры послужили индикаторами при выявлении морфоструктурных особенностей разломов, ограничивающих выбранные полигоны. Эти особенности (наклон, форма поверхности плоскости падения, ориентация разлома) в значительной мере могут обусловить наблюдаемые взаимосвязи полей и геологических параметров.

При анализе полученных результатов были намечены наиболее вероятные направления падения Камского, Алькеевского и Туймазинского разломов Альметьевского массива (рис. 1, 2). Эти разломы, по данным трансформированного магнитного поля, падают в восточном направлении, причем горизонтальная проекция составляет 12,2 км (диаграмма 1, таблица). По гравитационному полю проекция плоскости падения равна 19,5 км, и разломы имеют юго-восточное направление падения. В осадочном чехле эти же разломы падают в северо-восточном направлении, и их проекция на поверхность фундамента составляет 18,4 км.

На Жигулевско-Оренбургском массиве Жигулевский разлом, по данным магнитного поля, имеет юго-восточное падение с горизонтальной

Элементы залегания разломов Волго-Уральской области

1	2(км)	3		4		5(км)	6
		А(км)	Б(км)	А	Б		
Камский	19,5	40	15	63°	37°	14	7°
Алькеевский	12,2	40	15	72°	48°	12	9°
Туймазинский	19,5	40	15	63°	37°	14	8°
Жигулевский	20,1	40	15	62°	36°	6	18°
Уральский	12,2	40	15	72°	48°	12	9°

Примечание. 1 — названия разломов, 2 — ширина горизонтальных проекций плоскостей падения разломов на поверхность фундамента, 3 — глубина заложения разломов, 4 — углы падения разломов фундамента, 5 — ширина горизонтальных проекций плоскостей падения разломов осадочного чехла на поверхность фундамента, 6 — углы падения разломов осадочного чехла.

проекцией 20,1 км, а определение по гравитационному полю указывает на южное падение с проекцией, равной 14,2 км (см. рис. 1, 2, диаграмма 2, таблица). В осадочном чехле горизонтальная проекция плоскости падения в том же направлении достигает 11,7 км.

В Пилюгинском блоке массива из-за слабого изменения КМК при относительном смещении полей направления падения Большекинского и других ограничивающих его разломов неопределенные, что может указывать на их субвертикальное падение.

Углы падения всех исследованных разломов определялись на основании вычисления отношений размеров горизонтальных проекций плоскостей разломов и глубины их заложения, максимальные значения которых, как следует по данным геофизики (Богданова и др., 1973; Годин, Егоркин, 1960), достигают 40 км. Результаты вычислений показывают, что углы падения крупных тектонических нарушений в фундаменте варьируют от 60—70° (Алькеевский, Камский, Туймазинский, Жигулевский) до 90° (Большекинский, в таблице — А). Вместе с тем лишь немногие разломы, по данным ГСЗ, достигают границы М. В случае меньшей глубины заложения, до подошвы «гравитационно-активного» слоя (10—20 км) углы отмеченных разломов менее 40—50° (в таблице — Б). Для проверки полученных данных были вычислены элементы залегания этих разломов в осадочном чехле, так как их можно проконтролировать по материалам бурения. Сопоставление с определенными ранее по скважинам углами падения Жигулевского разлома в районе Карлово-Сытовского поднятия и на Сызранской площади показало их хорошую сходимость. По данным авторов (Лобов и др., 1974), углы изменяются от 1° в верхней части чехла до 30—35° у поверхности фундамента. Очевидно, полученные нами значения углов падения можно рассматривать как усредненные. Они указывают также на то, что в фундаменте разломы падают довольно круто, а в осадочном чехле выполаживаются, образуя надвиговые покровы, такие, как Карлово-Сытовский, Карлинский и Воротилово-Тонковский (Валеев, 1977). Подобная схема строения надвигов в осадочном чехле и фундаменте на основании априорных предположений ранее была предложена В. А. Лобовым и др. (Лобов, 1970; Лобов и др., 1974).

Выявленные несоответствия в направлениях падения разломов, определенные по гравитационному и магнитному полям, вероятнее всего обусловлены тем, что разломы на различных уровнях земной коры ориентированы по-разному. С одной стороны, это, возможно, отражает динамику развития разломов. Аргументом в пользу такого предположения служат особенности соотношений трансформированных магнитного и гравитационного полей, которые указывают на относительную древность падений разломов (архей — нижний протерозой), определенных по более консервативному магнитному полю. Падения разломов, выявленные по

среднечастотным компонентам гравитационного поля, относятся, вероятно, к позднему протерозою. Другим возможным объяснением изменения элементов залегания разломов с глубиной могут быть различия их проявления в горизонтах с разными физическими свойствами, что подтверждается приведенными выше примерами залегания разломов в фундаменте и осадочном чехле.

Примечательной особенностью полученных векторных диаграмм (см. рис. 1, диаграммы 1, 2) является различный угол между векторами смещения геофизических полей ($\Delta g'$ и $\Delta Ta'$) и вектором смещения топографической поверхности (h') относительно матрицы геологических параметров. При этом величина поворота совпадает с углом раскрытия Сергиевско-Абдулинского прогиба, который, по данным Р. Н. Валеева (1968), сформировался в рифейское время в результате раздвигания при горизонтальных движениях Немского, Татарского и Альметьевского выступов.

Таким образом, оценка выдвинутых выше рабочих гипотез, основанная на интерпретации результатов многомерного регрессионного анализа, показывает, что для многих крупных разломов Волго-Уральской области, наиболее вероятна надвиговая модель, которая хорошо объясняет фактические данные. В случае резкой плотностной вертикальной неоднородности, вызванной интенсивной гранитизацией (первая рабочая гипотеза), на Альметьевском массиве должна была наблюдаться сильная корреляция между геофизическими полями и слабая — между полями и геологическими параметрами. Несоответствия между коэффициентами корреляции могут быть вызваны разным составом и физическими свойствами пород различных глубинных уровней фундамента, что хорошо видно на примере Пилугинского блока Жигулевско-Оренбургского массива.

Предложенный метод выявления надвиговых зон с учетом переинтерпретации уже накопленной геологической и геофизической информации позволяет ориентировать на них поиск нефтяных месторождений. Образование месторождений в поднадвиговых зонах хорошо известно в мировой практике геологоразведочных работ (Маймин, 1963; Кудрявцев, 1963; Overbeu, Henniger, 1971), а для Волго-Уральской нефтегазоносной области, где преобладают выявленные ловушки антиклинального типа, поднадвиговые зоны — новый объект поиска скоплений нефти (Лобов и др., 1974).

Литература

- Богданова С. В., Подоба Н. В., Серова А. Д. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
- Богданова С. В., Петренко А. С. Отражение стратиграфической и метаморфической зональности фундамента Татарского свода в его петрофизической характеристике и геофизических полях. — Тр. МИНХиГП им. И. М. Губкина. М., «Недра», 1977, вып. 130.
- Богданова С. В., Гафаров Р. А. Состав и строение фундамента восточной части Русской плиты и некоторые особенности становления континентальной коры в раннем докембрии. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 321. М., «Наука», 1978.
- Валеев Р. Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. — Тр. Геол. ин-та г. Казани, вып. 30. М., «Недра», 1968.
- Валеев Р. Н. Восточно-Европейская платформа. — В сб.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., «Наука», 1977.
- Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., «Недра», 1978.
- Гафаров Р. А. Фундамент Восточно-Европейской платформы. — В сб.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., «Наука», 1977.
- Годин Ю. Н., Егоркин А. В. Строение земной коры по данным региональных сейсмических работ на юго-востоке Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5.
- Драйпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. М., «Статистика», 1973.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1978.
- Козлова Е. Ф., Патрушева В. А. О методике и результатах изучения плотностных неоднородностей фундамента Восточно-Европейской платформы. — Прикл. геофизика, вып. 69. М., «Недра», 1972.
- Козлова Е. Ф., Патрушева В. А. Методика и результаты интерпретации гравиметрических материалов для изучения глубинного геологического строения Русской плиты. — Разведочная геофизика, вып. 72. М., «Недра», 1976.

- Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Тр. ВНИГРИ, вып. 215. Л., «Недра», 1963.
- Лобов В. А. Геологическое обоснование возможной аккумуляции нефти и газа в породах кристаллического фундамента Русской платформы.— Тр. Геол. ин-та г. Казани, вып. 30. Казань, 1970.
- Лобов В. А., Кавеев И. Х., Ханин И. Л., Калинин В. И., Хайкин Л. Г., Калугина А. И. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации.— Геол. нефти и газа, № 7, 1974.
- Лобов В. А., Кавеев И. Х. Волго-Уральская антеклиза.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., «Наука», 1977.
- Маймин З. Л. Вопросы образования нефтяных залежей. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 265.
- Петренко А. С. Система данных о строении фундамента и ее использование при поисках нефтегазоносных объектов в осадочном чехле Волго-Уральской области. Автореф. канд. дис. ИГиРГИ МНП СССР, 1978.
- Петров А. И. Балтийский щит.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., «Наука», 1977.
- Померанцева И. В. О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры.— Прикл. геофизика, вып. 38. М., «Недра», 1964.
- Серова А. Д., Козлова Е. Ф., Неволин Н. В. Гравиметрия.— В сб.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., «Недра», 1971.
- Соллогуб В. Б. Структура земной коры Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 38. Киев. «Наукова думка», 1970.
- Фейдунский В. В. Глубина заложения и форма крупных разломов континентальной и океанической структур по геофизическим данным.— В сб.: Разломы земной коры. М., «Наука», 1977.
- Штрейс А. С., Новикова А. С., Савельев А. А., Горощенко Г. Л., Мартынова В. П. О покровной структуре Балтийского щита.— Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 321.
- Overbey W. K., Henniger B. R. Development and geology of Oil Fields in Hocking and Perry Counties, Ohio, A. A. PG, 1971, v. 55, No. 2.

Геологический институт
АН СССР
ИГиРГИ
Министерства нефтяной
промышленности СССР

Статья поступила
21 ноября 1979 г.

УДК 551.24—551.72(519—3)

А. Б. ДЕРГУНОВ, Б. ЛУВСАНДАНЗАН, И. П. ПАЛЕЙ,
Т. Н. ХЕРАСКОВА, Т. П. ХЮППИНЕН

О СООТНОШЕНИИ КАРБОНАТНЫХ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ С БОЛЕЕ ДРЕВНИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Вдоль восточного края Озерной зоны Западной Монголии выявлено несколько участков, в которых карбонатные венд-кембрийские отложения цаганоломской свиты несогласно перекрывают субсеквентные вулканиты дзабханской свиты. Ранее эти вулканиты относились к началу каледонского геосинклинального цикла. В основании карбонатных толщ описаны конгломераты с галькой гранитов и остатки коры выветривания. Приведенные соотношения позволяют трактовать дзабханскую свиту и ее аналоги как орогенные образования байкалид.

Венд-кембрийские отложения широко распространены в Западной Монголии — в Котловине Больших Озер, Западном Хангае и Прихубсугулье.

Фаунистически охарактеризованные отложения кембрия в некоторых районах Западной и Северной Монголии стали известны со времени первых рекогносцировочных маршрутов, проведенных в конце 20-х и начале 30-х годов текущего столетия сотрудниками экспедиции АН СССР во главе с И. П. Рачковским (Рачковский, 1928, 1932; Нейбург, 1926; Лебедева, 1926; Вологдин, 1940).

В результате мелкомасштабных геологических съемок к 1960 г. накопились данные, которые позволили разработать первые схемы стратиграфии отложений кембрия и докембрия и тектонического районирования территории Западной Монголии (Амантов, Матросов, 1961; Амантов и др., 1962; Амантов, 1963, 2; Беззубцев, 1963; Беззубцев и др., 1963). При этом по составу кембрийских отложений Котловина Больших Озер (Озерная зона) с ее мощными эвгеосинклинальными вулканитами противопоставлялась области Западного Хангая и Прихубсугулья (дзабхан-хубсугульская зона по В. А. Амантову), где к кембрию относились карбонатные, терригенные и аэральные вулканогенные образования.

Развернувшиеся с середины 60-х годов геологосъемочные работы и особенно тематические исследования позволили разработать схему биостратиграфического расчленения позднекембрийских и кембрийских отложений в некоторых опорных районах Западной Монголии (Ильин, Журавлева, 1968; Зайцев, Ильин, 1970, 1974; Ильин, 1973; Маркова и др., 1972; Маркова, 1975). Одним из таких опорных стратотипных районов развития венд-нижекембрийских отложений является окрестность сомона Тайшир (рис. 1), где эти отложения впервые изучал В. В. Беззубцев (1963). В разрезе по сухому руслу Баян-Гол в 12 км к западу от сомона Тайшир он выделял три свиты (снизу вверх): дзабханская — вулканогенная преимущественно кислого и среднего состава, цаганоломская — карбонатная с подразделением на нижнюю и верхнюю подсвиты, и баянгольская — терригенная. По возрасту дзабханская свита была отнесена к нижнему кембрию (алданский ярус), а цаганолом-

ская и баянгольская свиты, содержащие фаунистические остатки¹, — к нижнему (ленский ярус) — среднему кембрию.

Обращает внимание указание В. В. Беззубцева на перерыв в осадконакоплении между дзабханской и цаганоломской свитами, но он считал этот перерыв местным и незначительным, не имеющим серьезного значения.

Позднее этот же разрез по руслу р. Баян-Гол повторно изучался Н. Г. Марковой, М. Н. Коробовым, З. А. Журавлевой (1972), которые, во-первых, подтвердили стратиграфическую последовательность свит, данную В. В. Беззубцевым, и, во-вторых, что самое главное, фаунистически обосновали венд-раннекембрийский возраст отложений цаганоломской и баянгольской свит. Что касается возраста залегающей в основании разреза дзабханской свиты, то авторы относили ее к венду, считая вслед за В. В. Беззубцевым согласно подстилающей цаганоломскую свиту.

Представление о согласном залегании карбонатных отложений венда — нижнего кембрия на субаэральных вулканогенных образованиях сохранилось до самого последнего времени (Маркова, 1974; Зайцев и др., 1975).

Проведенное авторами данной статьи в 1978 г. изучение контакта между этими толщами позволяет сделать другой вывод. Так, в верховьях р. Дзабхан в 5 км выше сомона Тайшир установлено, что карбонатная толща цаганоломской свиты залегает на вулканогенной дзабханской свите не только с разрывом, но с базальными конгломератами и угловым несогласием (рис. 2, а, б). Здесь в бортах сухого русла — левого притока р. Дзабхан в приустевой его части обнажается следующий разрез вулканогенной дзабханской свиты (снизу вверх):

1. Литокристаллокластические туфы липаритового состава, серые, массивной текстуры. Кристаллокласты (0,5—2 мм) представлены частично альбитизированным калиевым полевым шпатом, альбитом, реже кварцем. Литокласты (0,3—1 см) представлены обломками с микрофелзитовой и пепловой структурой. Они рассеяны в породе и составляют не более 10—20%. Мощность туфов 15—20 м.

2. Туфолавы липаритового состава, серые, зеленоватые. В фелзитовой основной массе с четкими следами течения содержатся вкрапленники (около 20—30%) альбитизированного калиевого полевого шпата, кварца, изредка опациitized и хлоритизированного биотита, а также расплющенные, пламенивидные обломки типа фиааме, выделяющиеся из основной массы породы благодаря лучшей раскристаллизации. Мощность туфолав 5—6 м.

3. Липаритовые порфиры серые, массивной текстуры с редкими и мелкими вкрапленниками альбитизированного калиевого полевого шпата, кварца, иногда опациitized биотита. Мощность порфиров 10 м.

4. Липаритовые порфиры флюидальной текстуры. Во вкрапленниках размером 0,3—1 мм присутствует пелитизированный и частично альбитизированный калиевый полевой шпат, очень редко кварц. Более мелкие выделения (0,1—0,3 мм) представлены опациitized биотитом. Мощность порфиров 50 м.

5. Витрокристаллокластические туфы липаритового состава, буровато-серые, трещиноватые. Кристаллокласты (1—3 мм) представлены



Рис. 1. Расположение исследованных районов

¹ В работе В. В. Беззубцева список фауны не приводится.

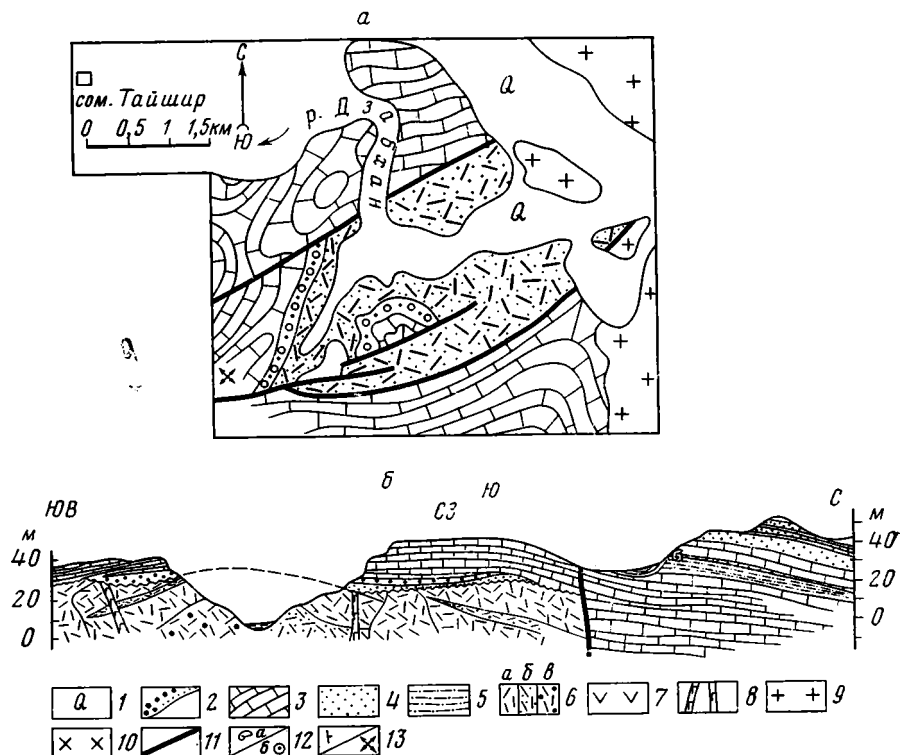


Рис. 2. Схема геологического строения сомона Тайшир (а — схема, б — схематический профиль);

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2—5 — цаганоломская свита (венд — нижний кембрий); 2 — базальные конгломераты и песчаники, 3 — карбонатные породы, 4 — песчаники, 5 — алевролиты; 6, 7 — дзабханская свита (рифей (?): 6 — кислого состава (липариты) лавы (а), туфы, туфопесчаники и аргиллиты (б), брекчии (в); 7 — среднего состава (андезито-дациты) лавы и туфы; 8 — дайки диабазов; 9, 10 — гранитоиды: 9 — среднепалеозойские, 10 — нижнепалеозойские; 11 — разломы; 12 — места сборов фауны (а — археоцеаты, хиолиты, б — онколиты); 13 — залегание пластов наклонное (а) и горизонтальное (б)

альбитизированным калиевым полевым шпатом, реже кварцем. Витрокласты размером до 1,5 см имеют рогульчатую форму. Мощность туфов 2—3 м.

6. Липаритовые порфиры зеленовато-серые, массивные. Во вкрапленниках размером 0,3—3 мм встречаются альбит, редко кварц. Структура основной массы микрофельзитовая, микросферолитовая девитрификации стекла. Мощность порфиров 3 м.

Выше на неровной поверхности поверхности липаритовых порфиров дзабханской свиты очень полого (примерно под углом 10—15°) залегают базальные конглобрекции цаганоломской свиты.

1. Конглобрекция с матриксом из грубозернистых, разнотернистых известковистых песчаников. Песчаная фракция представлена кварцем (50%), калиевыми полевыми шпатами, эффузивами кислого состава, гранофирами, метаморфическими кварцитами, карбонатными породами. Грубообломочная фракция конглобрекций состоит из валунов, галек и остроугольных обломков размером до 15—20 см, неравномерно, гнездовидно распределенных в основной массе породы. Грубообломочная фракция представлена липаритовыми порфирами и их туфами, игнимбритами. Породы обладают нечеткой линзовидной слоистостью с признаками градационной отсортированности материала. По простиранию конглобрекции замещаются темно-серыми глинистыми песчаниками, в отдель-

ных слоях переходящими в гравелиты и щебнистые песчаники. Мощность конглобрекций 1,5—10 м.

2. Охристо-желтые валунно-галечные конгломераты. Состоят из хорошо окатанных валунов и галек округло-уплощенной формы размером от 2 до 30 см, представленных крупнозернистыми лейкократовыми гранитами (наиболее крупные валуны), липаритовыми порфирами, мелкозернистыми гранитами и аргиллитами. Матрикс конгломератов обильный (50—60%), представлен желто-бурым известковистым аргиллитом с включением песчаных зерен, редко мелкого гравия. Горизонт по простиранию увеличивается в мощности. При этом в нем появляется невыдержанная градационная слоистость, а матрикс обогащается карбонатом. В гальках и валунах наряду с гранитоидами (крупнозернистые, мелкозернистые, порфировидные граниты) и вулканитами кислого состава встречены белые сахаровидные кварциты. Мощность конгломератов 2—10 м.

3. Пачка чередования черных известняков массивно- и микрослоистых. Слои 0,3—0,5 м. Мощность известняков 10 м.

4. Известняки темно-серые, искристые, пахучие от микро- до массивно-слоистых. Количество массивно-слоистых известняков увеличивается вверх по разрезу. Мощность 30 м.

Выше следует разрез карбонатных пород, аналогичный описанному Н. Г. Марковой (Маркова и др., 1972) по руслу р. Баян-Гол.

Несогласное налегание доломитов цаганоломской свиты на измененных пестроцветных вулканитах дзабханской свиты наблюдалось также в более северной части Дзабханской зоны в районе сомона Эрджи-Хайрхан на левобережье р. Хунгуй (рис. 3). Здесь в районе горы Алтан-Ула вулканогенная толща (около 1000 м) дзабханской свиты, представленная пестроокрашенными лавами и туфами андезитов и андезито-дацитов с пачкой (100 м) туфопесчаников в верхах, собрана в складки северо-западного (330—340°) простирания с углами падения крыльев 45—50°. Вышезалегающая толща (около 1500 м) монотонных серых и темно-серых доломитов цаганоломской свиты, содержащих у основания онколиты юдомского комплекса *Vesicularites concretus* Z. Zhur (определение З. А. Журавлевой), а выше строматолиты плохой сохранности слагает моноклираль с углами падения слоев 18—25°.

Вскрытые в районе горы Алтан-Ула измененные вулканиты дзабханской свиты в подошве вендских доломитов характеризуются следующим строением (снизу вверх):

- 1) серые сильно выветрелые андезитовые вулканиты;
- 2) зеленые гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой андезитов (3,5 м);
- 3) коричневатые гидрослюдистые глины с реликтовой структурой андезитов (4,0 м).

Измененные и выветрелые вулканиты перекрываются довендскими делювиальными суглинками с обломками выветрелых андезитов. Эти измененные андезиты, по-видимому, являются древней (довендской) корой выветривания.

В основании толщи доломитов местами отмечается также слой (1—3 м) мелкогалечных конгломератов, содержащих гальки андезитовых вулканитов, реже двуслюдяных гранитов.

В междуречье Дзабхана и Хунгуя имеется еще несколько участков, в которых наблюдается несогласное залегание карбонатных пород цаганоломской свиты на эффузивно-терригенных отложениях дзабханской свиты. Наиболее представительной в этом отношении является группа сопков вокруг горы Хайрхан-Ула, расположенной в 45 км юго-западнее района горы Алтан-Ула (рис. 4). Дзабханская свита здесь представлена серо-зеленоватыми песчаниками, аргеллитами и алевролитами, зеленовато-красными и вишневыми эффузивами и туфами кис-

лого — среднего состава. В виде небольших прослоев встречаются также тонкозернистые белые кварцевые песчаники. Карбонатные отложения цаганоломской свиты состоят из светло-серых грубослоистых и массивных известняков, в которых нами обнаружены археоциаты и кембрийские² онколиты. Базальные слои карбонатной толщи содержат песчаный материал и линзочки гравелитов.

Карбонатная толща в целом дислоцирована гораздо спокойнее терригенно-эффузивной, благодаря чему на северном склоне горы Хайрхан-Ула отчетливо проявляется угловое несогласие между этими толщами: известняки тут полого падают на юго-запад (220° , $\angle 30^\circ$), а пестрые вулканиты дзабханской свиты слатают относительно крутую антиклиналь (падение крыльев $40-45^\circ$) северо-восточного простирания.

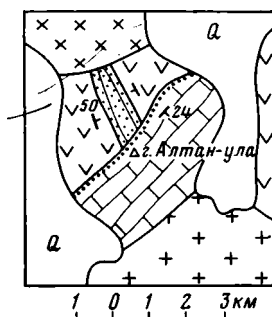


Рис. 3. Схема геологического строения района
Эрдэнэхайрхан. Усл. обозн. см. рис. 2

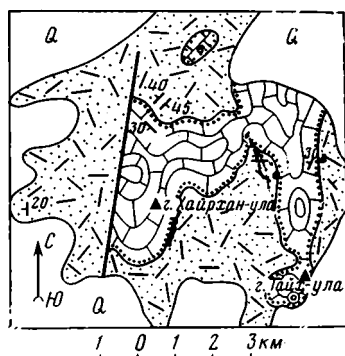


Рис. 4. Схема геологического строения района горы Хайрхан-Ула.
Усл. обозн. см. рис. 2

Несогласное соотношение дзабханской и цаганоломской свит хорошо видно также по восточному краю данной группы сопок (см. рис. 4), к северу от горы Тайх-Ула. Крутодислоцированные серо-зеленоватые песчаники, алевролиты и аргиллиты дзабханской свиты простираются там в северо-западном (325°) направлении, погружаясь под песчаные известняки, полого падающие на запад (290° , $\angle 30^\circ$).

Все эти данные показывают, что венд-нижнекембрийская терригенно-карбонатная толща в Дзабханской зоне отделена от более древних (рифейских?) субаэральных вулканитов не только длительным перерывом и глубоким размывом, но и периодом складчатости и гранитообразования. Следовательно, субаэральные вулканиты дзабханской свиты и карбонатные отложения цаганоломской свиты не могут считаться единой толщей; более того, они слагают разные структурные этажи.

В связи с изложенным следует отметить, что вулканогенные породы дзабханской свиты сопоставляются с дархатской и сархойской свитами, а карбонатные отложения цаганоломской — с хубсугульской и боксонской сериями соответственно (Маркова и др., 1972; Зайцев, 1975).

Согласно данным Н. С. Зайцева и А. В. Ильина (1970; Ильин, 1973), дархатская серия залегает несогласно с базальными конгломератами в

² По заключению З. А. Журавлевой.

основании на зеленых сланцах окинской свиты и представлена пестроцветными терригенными, среднего и кислого состава вулканогенными отложениями. По возрасту дархатская серия относится к рифею. Хубсугульская серия, по данным тех же исследователей, залегает со следами размыва на дархатской и представлена в основном карбонатными породами, содержащими в нижней части разреза онколиты и строматолиты (верхний рифей — венд), а в верхней — археоцитаты и трилобиты (нижний и средний кембрий). Присутствие отложений верхнего рифея в низах хубсугульской серии и структурно-согласное залегание ее на дархатской, в свете полученных нами данных по району сомона Тайшир, вызывает сомнение.

Таким образом, в венд-нижнекембрийское время на обширной территории, охватывающей Западный Хангай и районы Прихубсугулья, происходило мощное карбонатное осадконакопление. Полого дислоцированная венд-нижнекембрийская карбонатная толща, известная в литературе под названием «цаганоломская свита», «хубсугульская серия», представляет собой по существу эпиконтинентальный субплатформенный чехол на древнем довендском сиалическом массиве, в пределах которого «гранито-гнейсовый» слой земной коры сформировался, вероятно, в позднем докембрии. Об этом свидетельствуют наземные орогенного типа вулканы дзабханской (дархатской, сархойской и др.) свиты, а также довендские гранитоиды.

Формирование венд-нижнекембрийского осадочного чехла в пределах этого массива, по всей вероятности, началось одновременно с возникновением непосредственно к западу от него огромного бассейна океанического типа, где в то же время накапливались мощные толщи спилито-диабазовых вулканизов, туфогенно-кремнистых и кремнисто-терригенных отложений. Для этого каледонского бассейна Дзабханская и другие древние (довендские) зоны служили восточным континентальным обрамлением.

Литература

- Амантов В. А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Амантов В. А. Геология и проблемы структурного районирования каледонид территории Северо-Западной Монголии (Котловина Больших Озер и Западный Хангай). Автореф. канд. дис., ЛГУ, 1963.
- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1961, т. 58.
- Амантов В. А., Данзан Буточи, Матросов П. С. О развитии геологических структур Западной Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8.
- Беззубцев В. В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Беззубцев В. В., Лувсан-Данзан Б., Федоровский В. А. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Вологдин А. Г. Археоцитаты и водоросли кембрийских известняков Монголии и Тувы. — Тр. Монгольской Комиссии АН СССР, 1940, ч. 1, вып. 34.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба. — Геотектоника, 1970, № 5.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский прогиб. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1974.
- Зайцев Н. С. Структурно-формационные комплексы и структуры ранних каледонид. — В кн.: Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М., «Наука», 1975.
- Ильин А. В., Журавлева И. Т. О границе кембрия и докембрия в Прикосоголье. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5.
- Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., «Наука», 1973.
- Левбедева З. А. Геологические исследования восточной окраины Хархиринского массива Северо-Западной Монголии. — В сб.: Северная Монголия. Л., Изд-во АН СССР, 1926, т. 1.

- О *Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А.* К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 1.
- О *Маркова Н. Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Юго-Западной Монголии. М., «Наука», 1975.
- Нейбург М. Ф.* Предварительный отчет о командировке в Северо-Западную Монголию в 1924 г.— Тр. Геол. и Минералог. музея АН СССР, 1926, т. V, вып. 6.
- Рачковский И. П.* Маршрутные исследования в районе южной части Западной Монголии. Отчет о деятельности АН СССР за 1927 г., т. II. Изд-во АН СССР, 1928.
- Рачковский И. П.* Краткий отчет о результатах работ геологического отряда Экспедиции АН СССР и научно-исследовательского комитета МНР в 1931 г.— Тр. Монгольской Комиссии АН СССР, 1932, вып. 6.

Геологический институт АН СССР
Геологический институт АН МНР
Всесоюзный Аэрогеологический трест

Статья поступила
19 июня 1979 г.

— — — — —

УДК 551.263(224.9)

**Б. Г. ЛУТЦ, А. Л. КНИППЕР, Л. Ф. ДОБРЖИНЕЦКАЯ,
Э. И. ПОПОЛИТОВ****КСЕНОЛИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГАББРОИДАХ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА
МАЛОГО КАВКАЗА**

В габброидах полосчатого комплекса и амфиболовом габбро офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа найдены ксенолиты амфиболитов и слюдяных гнейсов, первые из которых возникли в результате регионального метаморфизма по базальтам островодужного типа, а вторые — по осадочным породам, образовавшимся, по всей видимости, по осадочным породам, возникшим в результате размыва пород основного состава. Эти породы представляют собой фрагменты древнего гранитно-метаморфического слоя, породы которого претерпели сложную историю, сопровождавшуюся неоднократным метаморфизмом. Эти образования были прорваны габброидами офиолитовой ассоциации в раннем мезозое в эпоху растяжения гранитно-метаморфической коры.

Волна исследований, посвященных породам офиолитовой ассоциации, в настоящее время перешла в новую фазу. На смену региональным и всеобъемлющим построениям (в том числе и петрологическим) пришло детальное изучение отдельных разрезов этой ассоциации, сопровождаемое скрупулезными петрологическими и геохимическими работами. Подобного рода исследования проводились, конечно, и ранее, однако их результаты, противоречащие каким-нибудь из основных положений гипотезы новой глобальной тектоники, считались малозначащими или второстепенными. Вместе с тем в настоящее время накоплен достаточный фактический материал, позволяющий во многих случаях по-иному оценить тектоническую обстановку формирования пород офиолитовой серии и историю ее становления. Свидетельство тому — материалы офиолитового симпозиума, проведенного на о. Кипр в 1979 г. (Abstracts..., 1979), в которых ясно показано, что в подавляющем большинстве мезозойских офиолитовых комплексов Восточного Средиземноморья состав вулканитов не отвечает составу толеитов, рождаемых в срединно-океанических хребтах, что, следовательно, исключает возможность формирования всех пород океанической коры в зонах спрединга и не позволяет прямо параллелизовать офиолитовые комплексы многих складчатых зон континентов с корой океанов, возникшей в областях раздвигания океанических плит.

Задачей публикуемой работы, основанной на детальном изучении некоторых пород офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, является восстановление тектонической истории этой области в момент формирования плутонической части офиолитового разреза, что, на наш взгляд, тесно связано с пониманием происхождения метаморфических пород, находящихся в виде ксенолитов внутри габброидов офиолитовой ассоциации. Подобного рода включения, по всей видимости, в мировой литературе описываются впервые.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ, ПРОСТРАНСТВЕННО СВЯЗАННЫХ С ПОРОДАМИ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Метаморфические породы в пределах Севано-Акеринской офиолитовой зоны известны уже давно. Их первые описания даны в работах К. Н. Паффенгольца (1929), Ш. А. Азизбекова, Н. В. Пашалы, Э. Ш. Шихалибейли (1950), которые считали их фрагментами докембрийского или нижнепалеозойского фундамента этой части Малого Кавказа. В последнее время выяснилось, что эти породы входят в состав своеобразной тектонической «брекчии» — серпентинитового меланжа, впервые описанной для этой территории А. Л. Книппером (1971). Подробное описание включений в меланже было дано А. Л. Книппером (1971, 1975) и Т. Аб. Гасановым (1974), которые показали широкий возрастной спектр пород (от докембрия (?) до палеогена включительно), входящих в его состав. Детальное исследование метаморфических пород, входящих в состав серпентинитового меланжа урочища Аджарис, проведенное в последнее время Л. Ф. Добржинецкой и В. В. Эзом, показало присутствие в нем разнообразных метаморфических пород, лейкократовые разности которых представлены гранат-слюдяными, двуслюдяными, мусковитовыми, биотитовыми и гранат-эпидот-биотитовыми гнейсами и сланцами. Меланократовые породы варьируют от типичных амфиболитов, амфибол-плагноклазовых и пятнистых роговообманковых сланцев до массивных метагabbроидов. Здесь же присутствуют блоки сланцев, метаморфизм которых не поднимается выше зеленосланцевой фации. Их главные пороодообразующие минералы — актинолит, хлорит, серицит, кислый плагиоклаз, кварц, рудные минералы. Анализ деформаций в метаморфических породах урочища Аджарис еще раз показал, что они являются экзотическими глыбами, перемешанными с неметаморфизованными породами в серпентинитовом меланже. Кроме того, последовательность формирования структурных форм в условиях метаморфизма регионального типа, образующая нисходящий структурный ряд, в экзотических блоках серпентинитового меланжа урочища Аджарис обнаруживает полное сходство с характером структурных рядов других подвижных метаморфических поясов мира. Все это говорит о том, что эти породы были включены в состав серпентинитового меланжа в уже метаморфизованном состоянии.

Широкая возрастная гамма пород, включенных в серпентинитовый меланж, а также разнообразие их состава, связанное с полифазной и сложной историей формирования этой тектонической формации (Книппер, 1971, 1975), не позволяет однозначно установить то время, в которое метаморфические блоки были оторваны от своего материнского субстрата и включены в состав серпентинитового меланжа. Гораздо больше информации дают нам метаморфические породы, располагающиеся внутри магматических пород офиолитовой ассоциации в виде ксенолитов.

Как показали результаты регионального геологического картирования, проведенного здесь в разные годы Т. Аб. Гасановым, А. Л. Книппером, М. Г. Ломизе, Д. И. Пановым и С. Д. Соколовым, серпентинитовый меланж внутри Севано-Акеринской зоны занимает обычно ее центральную часть и протягивается двумя параллельными полосами (рис. 1) от северо-восточного побережья оз. Севан в верховья правых притоков р. Тертер, откуда его отдельные выходы прослеживаются далее на юго-восток вплоть до района города Лачин. Естественно, что внутри этого хаотически построенного комплекса трудно установить какую-то последовательность формирования пород офиолитового разреза. Однако по простирацию меланж иногда замещается крупными недеформированными массивами или же внутри себя содержит крупные блоки, возрастные соотношения пород офиолитовой ассоциации в которых устанавливаются

ся вполне однозначно. К числу таких массивов принадлежит Джил-Сатанахачский массив северо-восточного побережья оз. Севан, в свое время подробно описанный С. Б. Абовяном (1966), и так называемый Левчайский габброидный массив, известный по работам Ш. А. Азизбекова (1950). Оба эти массива расположены в пределах северной полосы серпентинитового меланжа (см. рис. 1). Согласно нашим наблюдениям, самыми древними породами офиолитового комплекса изученного района являются дуниты и гарцбургиты, подвергшиеся многократной и интенсивной серпентинизации. Более молодые образования представлены породами полосчатого комплекса — кумулятивной магматической серией, состоящей в низах из чередования ультраосновных пород и габбро, а в

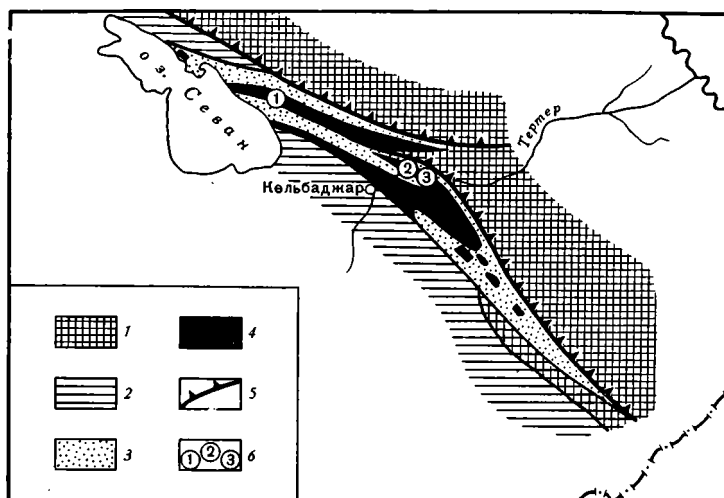


Рис. 1. Общая схема офиолитового пояса Малого Кавказа
1 — основные вулканиты юры, 2 — вулканиты палеогена, 3 — осадочные образования мела — палеогена, 4 — офиолитовый комплекс, 5 — надвиги, 6 — районы местонахождения метаморфических пород (цифры на схеме): 1 — р. Памбак, 2 — среднее течение р. Левчай, 3 — урочище Аджарис

верхах — массивными габброидами. В неясных соотношениях с полосчатым комплексом находятся амфиболовые габбро и габбро-диориты. Они слагают или верхнюю часть полосчатой серии или же ее прорывают. Амфиболовые габбро и диориты содержат большое число диабазовых даек, концентрирующихся обычно в верхней части разреза этого магматического комплекса.

Ксенолиты метаморфических пород, к описанию которых мы переходим, были обнаружены нами в породах полосчатого комплекса и амфиболовых габбро.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КСЕНОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, ИХ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Левчайский массив. В целом этот крупный массив входит в состав серпентинитового меланжа. Его большая часть сложена амфиболовым габбро, и лишь западная окраина состоит из пород полосчатого комплекса, которая на левом берегу р. Левчай вблизи пос. Лев состоит из чередования дунитов, верлитов, пироксенитов, троктолитов габбро-норитов, лейкократовых габбро и анортозитов. Местами эти породы обнаруживают следы пластических деформаций, при которых возникают породы типа флазер-габбро. Немногочисленные ксенолиты метаморфических пород (амфиболитов) были встречены нами внутри прослоев лей-

кократового габбро. Это остроугольные иногда со сглаженными краями обломки и небольшие глыбки (до 20—30 см по длинной оси). Положение кристаллизационной сланцеватости в ксенолитах амфиболита не совпадает с ориентировкой магматической слоистости полосчатого габбро, в связи с чем чужеродная, ксенолитовая порода этих включений представляется несомненной.

Джил-Сатанахачский массив. Этот крупный массив протягивается вдоль северо-восточного побережья оз. Севан от района пос. Джил до меридиана пос. Шишкая. На юго-западе этот массив надвинут на известняки верхнего сенона и палеоценовый флиш, на северо-востоке и севере трансгрессивно перекрывается известняками верхнего сенона, а на юго-востоке по простирацию переходит в серпентинитовый меланж. Его юго-западная часть сложена главным образом рассланцованными серпентинитами, а северо-восточная — преимущественно амфиболовыми габбро. Контакт между двумя группами пород повсеместно тектонический. В его зоне многочисленные блоки амфиболового габбро затерты в серпентиниты и покрыты зеркалами скольжения, на поверхности которых борозды скольжения пересекаются в различных направлениях.

Ксенолиты метаморфических пород собраны нами из габбрового комплекса в верховьях р. Памбак. В этом районе магматические породы состоят примерно из равного количества сосюритизированного плагиоклаза (олигоклаз — андезин) и крупнотаблитчатой желто-зеленой обыкновенной роговой обманки. В породах также присутствуют апатит, рудный минерал и кварц (до 5—7%). В связи с последним обстоятельством эти породы могут быть названы кварцевыми габбро, или габбро-диоритами. Обычно это массивные породы, внутри которых встречены многочисленные зоны пластических деформаций (флазер-габбро), которые пересечены габбро-пегматитами. Внутри этих пород нами были встречены многочисленные крупные блоки (типа «плавающих рифов») метаморфических пород, площадь которых нередко достигает 1,5—2 км². Эти породы представлены амфиболитами, мигматизированными амфибол-биотитовыми гнейсами, слюдяными гнейсами и зелеными сланцами. Здесь же встречаются и небольшие ксенолиты метаморфических пород с кварцевыми и пегматитовыми жилами.

Петрографическое исследование метаморфических пород (как Левчайского, так и Джил-Сатанахачского массивов) показало, что все они являются продуктами регионального метаморфизма амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Среди них могут быть выделены две крупные группы: меланократовые породы основного состава и лейкократовые породы кислого состава.

Меланократовые породы основного состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, представлены амфиболитами и амфибол-плагиоклазовыми сланцами (р. Левчай) и мигматизированными амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами (р. Памбак). Их главные породообразующие минералы — средний плагиоклаз, зеленая и сине-зеленая роговая обманка, содержание которых взаимно варьирует. Дополнительно встречается эпидот, а среди аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон и рудные минералы. В мигматизированных разностях (р. Памбак) установлены реакции замещения обыкновенной роговой обманки биотитом. Низкотемпературные изменения меланократовых пород подчеркиваются присутствием актинолита, серицита и кварца. Структуры всех пород меланократового облика — лепидобластовые, гетеробластовые и гранобластовые.

Лейкократовые породы представлены хорошо рассланцованными слюдяными, двухслюдяными, мусковитовыми, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Текстура пород полосчатая, структуры — гетеробластовые и лепидогранобластовые. Ос-

новые породообразующие минералы — кварц, кислый и средний плагиоклаз. В переменном содержании находятся биотит, мусковит, эпидот, иногда амфибол. Минеральные ассоциации роговой обманки, слюд и эпидота с кварцем и кислым плагиоклазом типичны для кислых пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Иногда в породах ясно видно наложение низкотемпературного зеленосланцевого метаморфизма с замещением биотита хлоритом, плагиоклаза серицитом и окварцеванием пород. Присутствуют также кварц-хлорит-серицитовые гнейсы, которые следует отнести к породам зеленосланцевой фации.

Анализ деформаций амфиболита из ксенолита в лейкократовом габбро р. Левчай показал, что он несет в себе следы структурно-метаморфической переработки в виде кристаллизационной сланцеватости, выраженной в ориентировке амфиболов. Пространственная ориентировка этой кристаллизационной сланцеватости резко дискордантна магматической полосчатости массивного лейкократового габбро, в котором заключен ксенолит.

В крупном блоке-ксенолите среди кварц-амфиболового габбро Джил-Сатанахачского массива метаморфические породы, представленные полосчатыми амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, несут следы многоактных пластических деформаций, которые осуществлялись при региональном метаморфизме и гранитизации в условиях амфиболитовой фации. Самым ранним свидетелем структурно-метаморфических событий в этих породах являются изоклиналиные складки, которые изгибают метаморфическую полосчатость, представленную чередованием обогащенных амфиболом меланократовых и обогащенных плагиоклазом лейкократовых полос. Складки этой генерации характеризуются крутыми осевыми поверхностями и субгоризонтальными шарнирами. Параллельно осевым поверхностям развиваются агрегаты амфибола, свидетельствующие о синметаморфической природе этой складчатости. На заключительном этапе формирования изоклиналиной складчатости, вероятно, произошло расплющивание складок, что привело к уничтожению замковых частей, которые оказались затушеванными новообразованной сланцеватостью, выраженной в упорядоченной ориентировке агрегатов биотита, замещающего амфибол. Это замещение знаменует процессы гранитизации, которым подвергается на данном деформационном этапе метаморфическая порода. Последовавший затем новый этап складкообразования сопровождался локализацией жильного гранитного материала вдоль осевых поверхностей асимметричных складок с правым узором. Эти складки закономерно изгибают все созданные до них структурно-метаморфические элементы: метаморфическую полосчатость, осевые поверхности изоклиналиных складок и связанную с ними кристаллизационную сланцеватость, а также плоскости расплющивания с новообразованным биотитом. Все это, вне всякого сомнения, говорит о наложенности этого этапа.

В ксенолите хлорит-серицитового гнейса установлена кристаллизационная сланцеватость, выраженная в ориентировке хлорит-серицитовых агрегатов, которая деформирована в свою очередь мелкими пloyками. Параллельно осевым поверхностям плойк развит кливаж, который маркируется агрегатами серицита и кварца. Все это свидетельствует о двух одновременных этапах деформационных событий (сланцеватость и складчатость), осуществлявшихся на фоне метаморфизма зеленосланцевой фации.

Установленная многоактная история структурно-метаморфических событий позволяет считать, что все рассмотренные здесь метаморфические породы несут следы неоднократных пластических деформаций, которые протекали синхронно с их метаморфизмом. Кроме того, можно уверенно говорить о том, что эти структурно-метаморфические измене-

ния пород произошли до того, как они попали в окружающую их теперь среду, т. е. амфиболовое габбро, поскольку последнее не несет следов подобных сложных процессов. Все это может говорить только о том, что блоки метаморфических пород являются ксенолитами и их возраст древнее габбро.

Однако что это за породы? Имеют ли они какие-либо генетические связи с породами офиолитового комплекса, или же являются чуждыми для него породами? Высокометаморфизованные образования (амфиболиты) довольно часто встречаются совместно с офиолитами, слагая отдельные чешуи в подошве крупных надвигов. Их первичная природа еще во многом неясна, что недавно отмечалось Р. Колманом (1979).

Для выяснения этого вопроса помимо чисто геологических данных обратимся к результатам геохимического исследования некоторых пород офиолитового комплекса Малого Кавказа и сравним эти данные с геохимическими особенностями рассмотренных выше метаморфических пород.

Для выяснения этого вопроса помимо чисто геологических данных обратимся к результатам геохимического исследования некоторых пород офиолитового комплекса Малого Кавказа и сравним эти данные с геохимическими особенностями рассмотренных выше метаморфических пород.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Химический состав главных представителей пород офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа приведен в табл. 1. Проанализированные ультраосновные породы — дуниты, гарцбургиты и клинопироксениты взяты из пород полосчатого комплекса и, возможно, представляют собой ранние кумуляты габбровой магмы. Из литературы известно, что все породы полосчатого комплекса генетически и химически тесно взаимосвязаны и что содержания отдельных элементов в нем закономерно и последовательно изменяются от нижних ультраосновных членов к верхним лейкократовым. Ультраосновные (нижние) части разреза обогащены относительно тугоплавкими элементами — Mg, Cr, Co, Ni, вверх же по разрезу увеличивается содержание относительно легкоплавких элементов — Ca, Ti, V.

На рис. 2 представлена вариационная диаграмма для ультраосновных и габбровых членов разреза. По горизонтальной оси располагаются члены разреза полосчатого комплекса согласно соотношению SiO_2/MgO ¹. По вертикальной оси мы откладываем содержание элементов, нормированных по среднемантийному веществу — среднему гранатовому перидотиту. Вариационные линии на диаграммах показывают тенденции распределения элементов в разрезе полосчатого комплекса.

На рис. 2 представлена вариационная диаграмма для ультраосновных и габбровых членов разреза. По горизонтальной оси располагаются члены разреза полосчатого комплекса согласно соотношению SiO_2/MgO ¹. По вертикальной оси мы откладываем содержание элементов, нормированных по среднемантийному веществу — среднему гранатовому перидотиту. Вариационные линии на диаграммах показывают тенденции распределения элементов в разрезе полосчатого комплекса.

¹ В связи с измененностью образцов и большой долей воды в анализах абсолютные значения MgO и SiO_2 могут сильно варьировать. Взяв отношение SiO_2/MgO , мы уменьшаем эффект позднего изменения образцов и их серпентинизации.

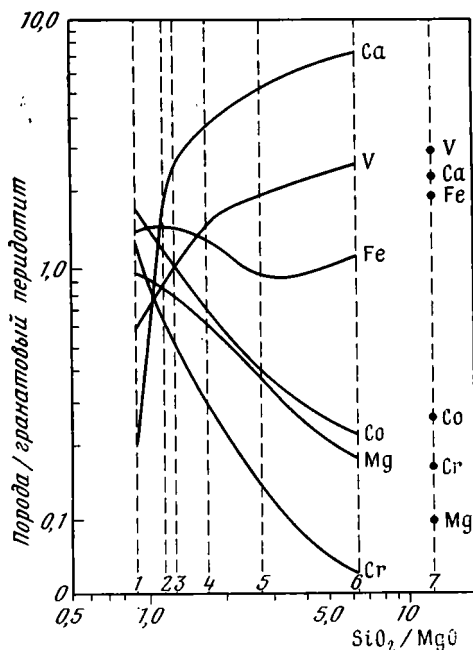


Рис. 2. Вариационная диаграмма для пород офиолитового комплекса

1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — перидотит, 4 — мафическое габбро, 5 — мезократовое габбро, 6 — лейкократовое габбро, 7 — подушечные лавы

Средние составы пород офиолитового комплекса
Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>n</i>	7	2	3	1	4	4	4	4	5
SiO ₂	36,50	41,02	39,20	50,40	42,69	41,65	47,86	54,36	50,63
TiO ₂	—	—	0,03	0,03	0,08	0,10	0,23	1,75	1,54
Al ₂ O ₃	0,80	0,55	5,23	2,51	9,38	19,76	16,23	14,14	15,25
Fe ₂ O ₃	5,55	6,30	3,39	1,93	2,39	1,34	2,01	5,91	5,81
FeO	3,07	1,43	4,79	3,62	5,39	3,00	4,18	5,61	4,24
MnO	0,12	0,07	0,13	0,10	0,11	0,07	0,09	0,16	0,15
MgO	39,00	35,62	32,81	21,41	24,48	15,37	7,67	4,05	4,70
CaO	0,42	1,59	5,01	15,85	6,12	10,67	13,60	4,56	7,40
Малые эле- менты, г/т									
Li	0,5	3	2	3	3	3	6	7	9
Na	1260	1600	2600	4600	7500	12700	17300	40000	35000
K	260	230	380	450	1250	1450	1750	4700	4600
Rb	0,35	0,3	0,45	0,54	1,5	1,6	1,8	4,1	4,6
K/Rb	740	770	840	830	840	900	970	1150	1000
Sr	3	3	20	110	340	400	520	150	160
Ba	10	10	30	36	40	55	60	20	30
V	54	44	50	80	150	160	150	260	200
Cr	3700	2000	3000	2200	900	400	200	500	150
Co	190	100	70	60	80	40	25	25	20
Ni	3500	3000	3500	350	200	200	200	48	50

1 — дулит, 2 — гарцбургит, 3 — перидотит, 4 — клинопироксенит, 5 — меланократовое габбро, 6 — мезократовое габбро, 7 — лейкократовое габбро, 8 — диабазыдаек, 9 — пиллоу-базальты.

Примечания. Все ультраосновные породы из полосчатого комплекса, дайковые породы взяты в окрестностях д. Кылыкчи, *n* — число анализов.

Можно видеть, что распределение химических элементов в полосчатом комплексе действительно подчиняется четким закономерностям. Нижние части разреза обогащены тугоплавкими элементами, вверх их количество прогрессивно уменьшается и столь же закономерно увеличиваются содержания относительно легкоплавких компонентов. Такая четкая взаимосвязь характерна только для полосчатого комплекса. Подушечные лавы оказываются оторванными от полосчатого комплекса и не продолжают вариационных линий.

Если обратиться теперь к анализам метаморфических пород (табл. 2) и попытаться нанести их на офиолитовую вариационную диаграмму, то ни один из образцов не попадает на вариационные линии полосчатого комплекса, в том числе и габбро. Поэтому можно прийти к выводу, что метаморфические породы не являются аналогами полосчатого комплекса. Соотношения химических элементов в них существенно отличаются от основных пород офиолитового комплекса.

Рассмотрим химические анализы меланократовых метаморфических пород — амфиболитов и основных кристаллических сланцев. Можно заметить, что химические составы всех меланократовых пород довольно близки друг другу, а при сравнении анализов со средними составами магматических пород можно определенно прийти к выводу, что они соответствуют составам толентовых базальтов. О толентовом составе амфиболитов свидетельствуют умеренные содержания щелочей, низкое содержание калия (1%), повышенная известковистость (CaO—8—10%), средняя глиноземистость (13—14%), средняя железнистость, нормальное для базальтов содержание кремнезема (46—52%). Содержания малых элементов как щелочных — K, Rb, Li, так и элементов группы железа — V, Cr, Co, Ni, в общем тоже типичны для толентовых базальтов. Таким образом, толентовая первичная природа меланократовых метаморфических пород представляется несомненной.

Коль скоро меланократовые метаморфические породы являются химическими аналогами толеитовых базальтов, то интересно поставить следующий вопрос: аналогами каких толеитов — океанических или континентальных — они являются?

Известно, что толеитовые базальты широко распространены: 1) в срединно-океанических хребтах и в ложе океанов; 2) в эвгеосинклинальных поясах и их современных аналогах — системах островных дуг; 3) на

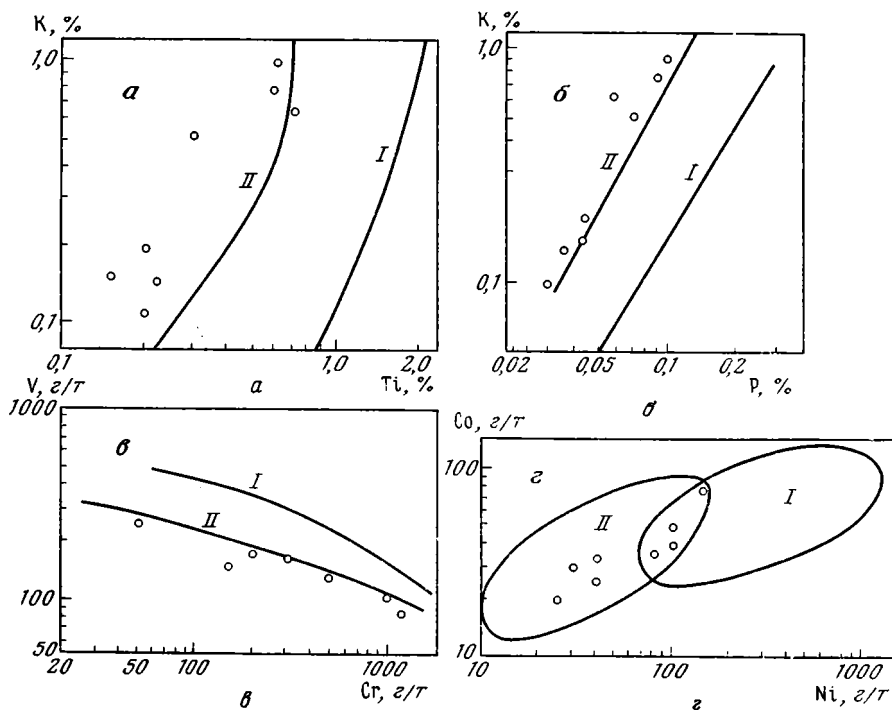


Рис. 3. Геохимические диаграммы для меланократовых метаморфических пород
I — тренд океанических базальтов, II — тренд островодужных базальтов. Круги — анализы амфиболитов и основных кристаллических сланцев

платформах континентов. Сравнительное геохимическое изучение этих пород показывает (Лутц, 1980), что отдельные формационные типы толеитов отличаются друг от друга по ряду геохимических параметров. В отличие от островодужных базальтов базальты океанов характеризуются повышенной титанистостью, пониженной щелочностью, повышенным содержанием элементов группы железа и рядом других геохимических признаков. Поэтому попробуем нанести анализы интересующих нас амфиболитов на геохимические диаграммы с главными трендами океанических и островодужных базальтов и рассмотрим, какому типу толеитов они будут соответствовать.

Сначала рассмотрим соотношение титана и калия. Известно, что содержания этих элементов взаимосвязаны, причем океанические толеиты отличаются повышенным содержанием титана и низким калия. Амфиболиты Севано-Акеринской зоны отличаются низкой титанистостью и на диаграмме Ti—K (рис. 3, а) группируются около тренда островодужных базальтов. Аналогичная картина наблюдается и на диаграмме P—K (рис. 3, б), на которой видно, что амфиболиты отличаются пониженным содержанием фосфора и повышенным калия. Соответственно точки анализов группируются около тренда базальтов островных дуг.

Обратимся теперь к особенностям распределения элементов группы железа — V, Cr, Co, Ni. Из их геохимии известно, что они относятся к

Таблица 2

Химический состав метаморфических пород Северо-Акеринской зоны Малого Кавказа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Окислы, %												
SiO ₂	46,28	46,96	51,64	50,18	52,54	51,84	50,91	44,32	64,28	67,37	67,31	76,48
TiO ₂	1,23	1,03	0,47	0,32	0,26	0,33	0,36	0,97	0,19	0,18	0,16	0,47
Al ₂ O ₃	13,92	14,60	13,99	9,90	10,75	14,25	14,60	19,60	12,49	13,40	13,75	9,81
Fe ₂ O ₃	4,19	2,15	3,51	0,95	0,44	0,57	1,95	1,85	0,81	0,47	0,63	1,96
FeO	5,91	8,00	5,52	8,29	7,89	5,85	7,50	5,00	4,53	3,17	3,02	2,36
MnO	0,17	0,15	0,07	0,18	0,14	0,11	0,07	0,07	0,01	0,07	0,06	0,19
MgO	5,47	8,80	8,50	15,85	14,21	9,61	12,08	15,05	6,23	4,73	3,85	2,25
CaO	10,55	8,10	8,50	10,13	8,75	13,11	8,82	1,32	4,73	3,29	4,05	0,63
Na ₂ O	3,44	2,95	3,80	1,54	2,10	2,75	1,24	2,30	3,68	3,90	4,00	0,58
K ₂ O	0,71	1,09	0,65	0,14	—	0,14	—	0,88	0,75	0,82	0,63	2,73
P ₂ O ₅	0,13	0,22	0,16	0,10	0,10	0,08	0,07	0,20	0,15	—	—	0,06
П. п. п.	7,47	4,89	2,73	2,37	2,42	1,42	1,90	8,28	1,40	2,20	1,79	2,68
Малые элементы, г/т												
K	6300	9600	5200	1900	1500	1400	1000	7800	7000	6600	5600	20600
Na	278000	23000	30000	14500	17900	19500	9900	20000	29400	29800	31200	5000
Rb	19	31	15	9	5	7	3	10	8,5	9	7	78
Li	19	21	9	2	4	5	12	17	4	3	3	16
K/Rb	330	310	360	210	300	200	330	780	825	730	800	260
V	250	170	150	80	100	160	130	100	70	60	160	60
Cr	50	200	150	1200	1000	300	500	100	300	200	40	100
Co	20	25	33	80	50	35	40	30	30	30	17	25
Ni	25	40	40	150	100	80	100	30	30	70	100	30

1,2—амфиболиты из глыб серпентинитового меланжа в окрестностях д. Аджарис; 3,4—амфиболиты из полосчатого габбро в окрестностях села Левчай; 5,6,7—амфиболиты, 8—зеленый сланец, 9—амфиболовый гнейс, 10—мусковитовый гнейс; 11—слюдяной гнейс; 12—слюдяной сланец, 3—12—метаморфические породы из верховьев реки Памбак.]

тугоплавким элементам и при выплавлении базальтовых магм из ультраосновного мантийного материала с трудом переходят в базальтовый расплав. Наиболее тугоплавкие из них — Cr, Co, Ni обычно прямо коррелируются с магнием, а относительно легкоплавкий ванадий (так же, как и титан) находится с магнием в обратной связи, т. е. с увеличением магния количество ванадия должно уменьшаться. Если обратиться к табл. 2, то можно увидеть, что наиболее магнизальные разности амфиболитов содержат более высокие количества хрома, кобальта, никеля и пониженные содержания ванадия.

Известно также, что океанические разности базальтов обогащены элементами группы железа, тогда как в базальтах подвижных поясов их содержания снижены. Корреляционные связи элементов группы железа между собой различаются для базальтов океанического дна и для базальтов островных дуг.

На диаграмме V—Cr (рис. 3, в) мы нанесли точки анализов амфиболитов Малого Кавказа. Как можно видеть, точки этих меланократовых метаморфических пород тяготеют к тренду базальтов островных дуг. Отсюда можно сделать вывод, что по особенностям распределения хрома и ванадия их следует отнести к эвгеосинклинальным толентам.

Если обратиться теперь к диаграмме Co—Ni (рис. 3, г), то можно видеть, что точки анализов амфиболитов попадают в основном в поле базальтов островных дуг. Одновременно видно, что никель-кобальтовое отношение в амфиболитах низко — 1,0—2,5, что характерно именно для толентов островных дуг, в то время как океанические базальты характеризуются гораздо более высоким никель-кобальтовым отношением.

Таким образом, на поставленный выше вопрос — аналогами каких толентов являются амфиболиты Севано-Акеринской зоны — можно ответить вполне определенно. По геохимическим признакам эти метаморфические породы являются химическим аналогом толентов островных дуг окраинных зон континентов (эвгеосинклиналей).

Обратимся теперь к химическому составу кислых лейкократовых метаморфических пород, химические анализы которых приведены в табл. 2. Судя по анализам, это плагиогнейсы с весьма умеренным содержанием калия и явным преобладанием натрия над калием. Исключение составляет один образец слюдяного сланца, резкая обогащенность которого мусковитом обуславливает высокое содержание калия при очень низком количестве натрия и кальция.

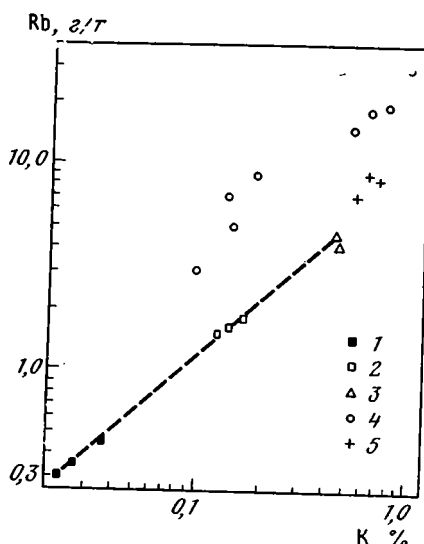
В отношении происхождения этих пород может быть сделано предположение, что это могут быть или метаморфизованные осадочные породы, или же кислые вулканогенные образования, дифференциаты все той же толентовой магмы. В последнем случае мы должны обнаружить определенные геохимические связи с меланократовыми породами — аналогами толентовых базальтов. Этот вариант о возможных связях между основными и кислыми породами можно проследить по характеру распределения щелочных элементов — калия и рубидия.

На диаграмме K—Rb (рис. 4) нанесены точки анализов основных и кислых метаморфических пород. Можно видеть, что все основные метаморфические породы образуют единую серию с почти одинаковым и относительно низким калий-рубидиевым отношением, равным 200—360. В дифференцированных сериях кислые члены имеют более высокие содержания щелочей и располагаются на продолжении базальтовых трендов. При этом калий-рубидиевое отношение в них или не изменяется, или слабо увеличивается в натровых сериях, или несколько уменьшается в высококальциевых сериях. Здесь же мы видим, что кислые метаморфические породы не продолжают полосу основных пород в более щелочную область, а их калий-рубидиевое соотношение оказывается очень высоким — 730—800 и резко отличающимся от амфиболитов. Таким образом, по особенностям определения щелочных элементов лейкократовые кис-

лые разности метаморфических пород никак нельзя считать кислыми дифференциатами толеитовой магмы. Заметим, что на этой же диаграмме K—Rb (см. рис. 4) видно, что точки амфиболитов не попадают и не совпадают с трендом ультраосновных и основных пород полосчатого комплекса Севано-Акеринской зоны. Это значит, что и по распределению щелочей амфиболиты не совпадают с габброидами — членами офиолитового комплекса, о чем речь уже шла выше при сравнении амфиболитов с габброидами.

Рис. 4. Диаграмма K—Rb для пород офиолитового и метаморфического комплексов

1, 2 — гипербазиты и габбро полосчатого комплекса, 3 — подушечные лавы и диабазы даек, 4 — амфиболиты и основные кристаллические сланцы, 5 — кислые метаморфические породы; пунктиром выделен тренд офиолитовой серии пород



Обратившись к определениям элементов группы железа — V, Cr, Co, Ni, можно видеть, что кислые разности метаморфических пород содержат довольно высокие количества этих элементов. Обычно в кислых дифференциатах базальтовых магм количество элементов группы железа резко падает. Здесь же высокое содержание элементов группы железа в кислых разностях метаморфических пород не может быть согласовано с их происхождением как дифференциатов базальтовой магмы.

Таким образом, имеется больше доводов считать кислые метаморфические образования первично-осадочными породами. Учитывая низкокалорийную специфику этих пород и повышенные содержания элементов группы железа, можно полагать, что формировались они за счет размыва основных вулканических пород.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изложенный выше материал позволяет говорить о том, что метаморфические породы, включенные в виде ксенолитов «в офиолитовых» габбро Севано-Акеринской зоны, не имеют никакого отношения к породам мезозойского офиолитового комплекса, а являются продуктами регионального зонального метаморфизма амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и были захвачены интрузивными породами в уже метаморфизованном и деформированном виде. В дальнейшем эти метаморфические образования совместно с вмещающими их офиолитами были подвергнуты зеленосланцевому метаморфизму, неоднородно и неравномерно проявившемуся во всем офиолитовом поясе.

Это во многих случаях устанавливается по замещению зеленой роговой обманки сине-зеленой, поздним развитием хлорита, замещением плагиоклаза серицитом и окварцеванием пород. Не исключено, что зеленосланцевый метаморфизм проявился не только в связи с главным

региональным метаморфизмом, но и много позже, в стадию становления магматических пород офиолитового комплекса, или даже в эпоху формирования серпентинитового меланжа.

Таким образом, в начальные этапы становления офиолитового комплекса, в настоящее время располагающегося в пределах Севано-Акеринской зоны, его магматические породы (полосчатый комплекс и амфиболовое габбро) внедрились в породы гранитно-метаморфической оболочки, т. е. в сформированную кору континентального типа. Если к этому добавить, что диабазовые дайки, располагающиеся в верхней части габброидного комплекса, секут еще зеленые сланцы и мраморы (Книппер, 1975, 1978), то «континентальная» обстановка формирования большей части пород офиолитовой серии станет еще более ясной.

Весь этот материал, конечно, существенно противоречит весьма популярной точке зрения, согласно которой формирование большинства пород офиолитовой ассоциации происходит в срединно-океанических хребтах, характеризующихся океаническим типом строения земной коры. Те ограничения, которые накладывает на нас присутствие ксенолитов метаморфизованных пород в габбро, заставляют нас предполагать, что внедрение пород полосчатого комплекса и кварц-амфиболовых габбро происходило в эпоху растяжения континентальных глыб, т. е. в момент, когда расходящиеся края гранитно-метаморфических глыб еще не потеряли связей между собой или же находились близко друг от друга. Если встать на эту точку зрения, то формирующиеся во время этого процесса магматические массы внедряются не только в центральную часть образующейся депрессии, где происходит становление коры океанического типа, но и в края гранитно-метаморфических глыб, сформированных задолго до этого. Такая возможность формирования пород офиолитового комплекса уже обсуждалась в литературе (Dalziel et al., 1974; Coleman, 1974; Stern et al., 1976; Иванов, Нечеухин, 1976; Книппер, 1978; Марков, Некрасов, 1979; Колман и др., 1979).

Как известно, подобного рода тектонические условия (растяжение гранитно-метаморфической коры) охватили территорию Альпийской складчатой области в среднем — позднем триасе (Тектоника Евразии, 1980)². В связи с этим встает вопрос о возрасте пород офиолитового комплекса.

Доальбский возраст ультрабазитов и габбро офиолитового комплекса Малого Кавказа доказывается всеми известными в настоящее время методами, служащими для определения возраста пород: прямыми геологическими наблюдениями в поле, палеонтологическими данными и радиологическими определениями³. Максимальный верхний возрастной период плутонических пород офиолитового комплекса и серпентинизированных дуит-гарцбургитов определяется радиологически К/Аг-методом по биотиту и мусковиту из тел плагиогранитов, секущих серпентиниты на северо-восточном побережье оз. Севан в верховьях р. Памбак. Он равен 168 ± 8 млн. лет (Морковкина, Арутюнян, 1971).

Таким образом, возраст габброидов офиолитового комплекса может быть среднеюрским, т. е. более молодым, чем начальная стадия развития Альпийской складчатой области. Но тогда появляется возможность проинтерпретировать палеогеографические условия в момент формирования плутонических пород офиолитового комплекса: они могли возникнуть в обстановке бассейна типа окраинного моря, или, другими словами, — в эвгеосинклинальных условиях.

Решение вопроса о первичной тектонической обстановке, в которой происходило формирование габброидов, во многом зависит от химизма

² По мнению А. Л. Книппера (1978) и Л. Ф. Добержинецкой, этот этап следует называть рифтовым.

³ Этому вопросу посвящено большое количество работ. Подробный разбор этого вопроса дан в статье А. Л. Книппера и С. Д. Соколова (1974).

средне- и верхнеюрских вулканогенных пород, слагающих верхнюю часть офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны. Эти исследования ведутся в настоящее время.

Все сказанное выше отнюдь не означает, что породы офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны были сформированы в том месте и в той структуре, в которой они находятся в настоящее время. Поздне-меловые и палеогеновые движения значительно искажали первичные соотношения между структурно-формационными зонами, существовавшими на этой территории в юрское и раннемеловое время.

Литература

- Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации.— В сб.: Геология АрмССР, т. 3. Ереван, АН АрмССР, 1966.
- Азизбеков Ш. А. Габбро-амфиболитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа.— Докл. АН АзССР, 1950, т. VI, № 6.
- Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В., Шихалибейли Э. Ш. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан).— Изв. АН АзССР, 1950, № 4.
- Гасанов Т. Аб. О меланже Шахдагского хребта.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Иванов С. Н., Нечушкин В. М. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит.— В кн.: Тектоника и структурная геология, планетология. Межд. геол. конгресс, 25-я сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976.
- Книппер А. Л. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст).— Геотектоника, 1971, № 5.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Кубы). М., «Наука», 1975.
- Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса.— Геотектоника, 1978, № 2.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Предвхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа.— Геотектоника, 1974, № 6.
- Колман Р. Г., Хэдли Д. Г., Флек Р. Г., Хэдж К. Т., Донато М. М. Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., «Наука», 1979.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., «Недра», 1980.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пескульной, Чукотка).— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., «Наука», 1979.
- Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11.
- Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР. Изв. Геолкома, 1929, вып. 48.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к карте м-ба 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1980.
- Abstracts of papers submitted. Int. Ophiolite Symposium Nicosia, Cyprus. Geol. Surv. Dep., Nicosia, 1979.
- Coleman R. G. Geologic background of the Red Sea.— In: Geol. Contin. Margins, Berlin, 1974.
- Dalziel I. W. D., de Wit M. J., Palmer K. F. Fossil marginal basin in the Southern Andes.— Nature, 1971, v. 250.
- Stern Ch., de Wit M. J., Lawrence J. Igneous and Metamorphic Processes Associated with the formation of Chilean ophiolites.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 23.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР
Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
18 марта 1980 г.

УДК 551.242.3(235.216)

Л. А. ЭКТОВА, Г. Л. БЕЛЬГОВСКИЙ

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Приведены новые данные по стратиграфии и тектонике палеозойских образований восточной части Южного Тянь-Шаня. Выделяются внутренние эвгеосинклинальные (Атбашинский и Иныльчекский) и внешний миогеосинклинальный (Кокшаальский) прогибы, а с севера и юга от них, в Среднем Тянь-Шане и в обрамлении Таримской платформы, средне- и позднепалеозойские краевые прогибы (Чаткало-Нарынский и Муздукский). В составе эв- и миогеосинклинальных прогибов по времени инверсии тектонического режима выделяются ранне-, средне- и позднегерцинские складчатые зоны. Предложена новая схема тектонического районирования палеозойской структуры восточной части Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали. Большое значение в современном тектоническом плане палеозойской структуры придается последующим движениям, в результате которых имевшее место центробежное развитие геосинклинали замаскировано значительными перемещениями блоков земной коры, произошедшими в послепалеозойское время.

Восточная часть геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня представляет собой тектонический блок протяженностью более 500 км. С севера он граничит по Атбаш-Иныльчекскому разлому со структурами Среднего Тянь-Шаня, а с юга, за пределами СССР, по Кипчакскому и Чонмуздукскому разломам со структурами Таримской платформы. На западе его распространение ограничено Таласо-Ферганским разломом, а на востоке — протягивается в пределы КНР. На этой территории располагаются горные хребты Торугарт, Атбашинский, Джангджирский, Уланский, Борколдой, Иныльчекский, Каиндинский, Кок-Шаал и др.

Вопросам тектонического районирования рассматриваемой территории посвящены работы В. Н. Огнева (1958), Л. Б. Вонгаза (1958), В. Г. Королева (1961), В. И. Кнауфа (1972), А. Е. Довжикова (1977) и др. В настоящее время представляется возможным, используя новые данные по геологии палеозойских отложений этого региона, внести существенные изменения в схему его тектонического районирования. Последнее базируется на трех основных факторах: развитии в пределах геосинклинали прогибов с различным режимом осадконакопления, участию в их строении разновозрастных отложений различного формационного типа и времени образования в каждой из зон складчатой структуры.

В современном тектоническом плане региона существенная роль принадлежит последующим движениям, приведшим к расколам и значительным горизонтальным перемещениям ряда складчатых сооружений. Подобные перемещения произошли по поверхностям Таласо-Ферганского и Атбаш-Иныльчекского разломов в юго-юго-восточном направлениях, в результате которых структуры Южного Тянь-Шаня соприкасаются в торцовом сочленении со структурами Среднего Тянь-Шаня.

В строении рассматриваемой части геосинклинали Южного Тянь-Шаня принимают участие внутренние (эвгеосинклинальные) прогибы — Атбашинский и Иныльчекский и ограничивающий их с юга внешний

(миогeosинклинальный) — Кокшаальский прогиб (рисунок). В Атбашинском прогибе по времени инверсии тектонического режима выделяются складчатые зоны: раннегерцинская Атбашинская, замкнувшаяся в позднем девоне — начале карбона, среднегерцинская Торугарт-Уланская, замкнувшаяся в конце раннего карбона, и позднегерцинская Сарыбелес-Борколдойская, замкнувшаяся в среднем карбоне. В Иныльчекском прогибе соответственно выделяются раннегерцинская Иныльчекская и среднегерцинская Учкулская зоны. Во внешнем (миогeosинклинальном) — Кокшаальском прогибе выделяются среднегерцинская Майбашская и позднегерцинская Кокшаальская зоны.

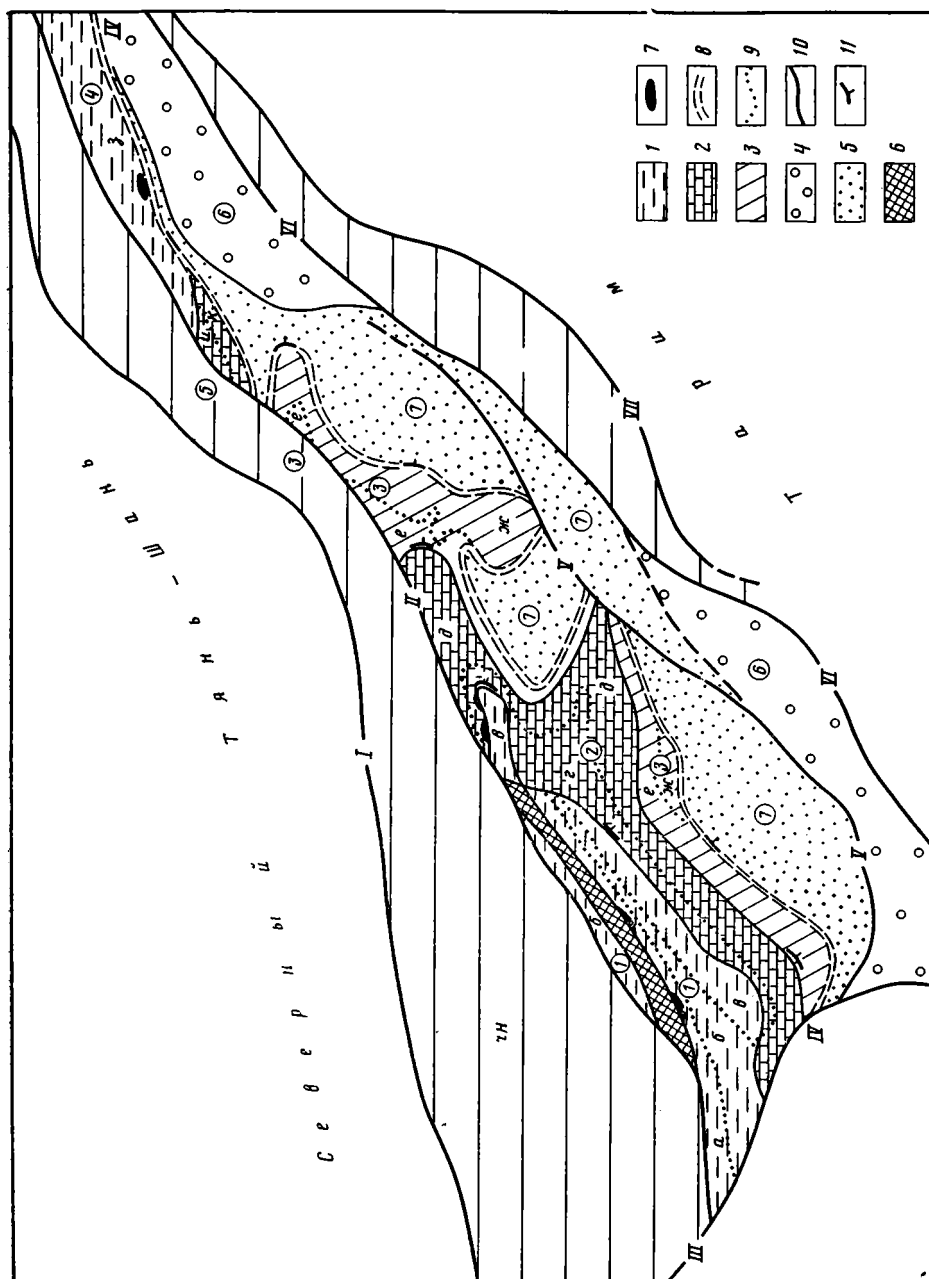
АТБАШИНСКИЙ ПРОГИБ

Атбашинская раннегерцинская складчатая зона. Зона располагается в пределах Атбашинского и западной части Джангджирского хребтов, на северном склоне хр. Торугарт и, видимо, занимает северную часть Аксайской межгорной депрессии. Развитые в пределах зоны палеозойские отложения представлены тремя типами разрезов — шириктинским, чирмашским и балыктинским. Осевую часть зоны составляет обнажающийся в Атбашинском хребте блок докембрийских пород, к которому по разломам с северо-запада и юго-востока примыкают толщи пород шириктинского типа. Последние на северном склоне хребта перекрываются отложениями четвертичного времени, либо по надвигу — верхнепалеозойскими породами Среднего Тянь-Шаня. На южном склоне хребта отложения шириктинского типа граничат с породами чирмашского типа, а последние в свою очередь с породами балыктинского типа.

Стратиграфия палеозойских отложений Атбашинской зоны изучена слабо. Среди изучавших этот район исследователей нет единых представлений о стратиграфической последовательности выделенных свит и их принадлежности к определенным типам разреза. Излагаемые ниже данные часто являются дискуссионными. Широиктинский тип складывается (по материалам Е. В. Христова) мощной толщей зеленоцветных, иногда пестроцветных терригенных и кремнистых пород пржидольского яруса силура, содержащих покровы спилитов и кератофиров. Выше располагается серия раннедевонских — эйфельских глинистых сланцев и известняков, а еще выше — толща порфиристов, трахибазальтов, андезито-базальтов, кремней и серицито-кремнистых сланцев средне- и позднедевонского возраста. Заканчивается разрез маломощной пачкой глинистых и кремнистых сланцев и известняков нижнего карбона. Мощность отложений превышает 2100 м.

Чирмашский тип складывается (данные В. А. Макарова) толщей лудловских и пржидольских известняков и мраморов, переслаивающихся с глинистыми сланцами, туфами порфиристов и кремнистыми сланцами. Выше залегают массивно-слоистые известняки верхов пржидольского и низов лохковского ярусов. Заканчивается разрез толщей нижне- и среднедевонских филлитовидных кремнистых, хлорит-серицитовых и других сланцев с прослоями песчаников и известняков. Мощность разреза около 4500 м. Описываемый разрез имеет резко сокращенный стратиграфический объем при увеличенной по сравнению со смежными типами разрезов мощностью силурийских отложений.

Балыктинский тип представлен в нижней части разреза алевролитами, песчаниками, которым подчинены небольшие тела диабазовых порфиристов и рифогенных известняков пржидольского яруса. Выше с нормальным стратиграфическим контактом залегает балыктинская свита, сложенная в нижней части зелеными кварцевыми песчаниками с прослоями серицит- и хлорит-кремнистых сланцев с остатками растений ранне- и среднедевонского возраста. Верхняя часть свиты сложена преимущественно кварц-серицит-хлоритовыми, глинисто-хлоритовыми сланца-



ми, с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность разреза определяется весьма различно — от 1200 до 2400 м и более.

В целом Атбашинская зона складывается тремя концентрически расположенными блоками разновозрастных, но различной формационной принадлежности отложений, последовательно надвинутых друг на друга в направлениях с запада на восток и от осевой части зоны к ее периферии. Каждый из блоков представляет собой осложненную многочисленными разрывами и мелкими складками синклинорную структуру, от которых в некоторых случаях сохранились только отдельные фрагменты. На западе простирание зоны ограничено поверхностью Таласо-Ферганского разлома, а на северо-западе она оборвана секущими ее в продольном направлении Атбаши-Иныльчекским разломом. В осевой части зоны прослеживаются выходы ультрамафитовых пород (серпентиниты, габбро-диабазы, оливиновые пикрит-диабазы и др.), образующие пояс протяженностью около 180 км.

Торугарт-Уланская среднегерцинская складчатая зона. Зона располагается в пределах хребтов Торугарт, Джангджирского, Коккия, Коджиге и Уланского. С севера и северо-востока она граничит с раннегерцинской Атбашинской зоной, а с востока и юго-востока в свою очередь ограничена структурами позднегерцинской Сарыбелес-Борколдойской зоны (см. рисунок).

В девонское и каменноугольное время (до раннебашкирского включительно) Торугарт-Уланская зона являлась областью накопления вулканогенно-терригенных межрифовых отложений и образования мощных рифогенных массивов. Это и определило развитие в ее пределах двух парагенетически связанных типов разрезов, вулканогенно-терригенного джангджирского, слагающего внутреннюю часть зоны, и карбонатного уланского, располагающегося по ее периферии. Разрез джангджирского типа начинается пачкой венлокских глинистых сланцев, обнажающихся в тектоническом окне среди известняков уланского типа. Для силура характерно преобладание глинистых сланцев, менее развиты алевролиты, известняки, песчаники, основные эффузивы базальтового состава. В девоне широко представлены кремни, кремнистые сланцы, яшмы и породы базальт-трахибазальтового состава с прослоями обломочных и органогенных известняков. Нижнекаменноугольная часть разреза по составу близка к девонской. Здесь также преобладают кремнистые породы, но чаще встречаются прослои известняков, алевролитов, песчаников. нередко пластовые тела андезит-базальтового состава. Венчается разрез

Схема тектонического районирования герцинид восточной части Южного Тянь-Шаня. Складчатые зоны эвгеосинклинальных прогибов: 1 — раннегерцинские, 2 — среднегерцинские, 3 — позднегерцинские.

Складчатые зоны миогеосинклинальных прогибов: 4 — среднегерцинские, 5 — позднегерцинские, 6 — выходы пород допалеозойского основания, 7 — выходы основных и ультраосновных пород, 8 — граница эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибов (Кокшаальский надвиг), 9 — границы между типами разрезов, 10 — границы между складчатыми зонами, 11 — направление смещения складчатых структур.

Цифры на схеме. Эвгеосинклинальные прогибы: Атбашинский прогиб — 1 — Атбашинская раннегерцинская зона (типы разрезов: а — шириктинский, б — чирмашский, в — балыктинский); 2 — Торугарт-Уланская среднегерцинская зона (типы разрезов: г — джангджирский, д — уланский); 3 — Сарыбелес-Борколдойская позднегерцинская зона (типы разрезов: е — коккинский, ж — сарыбелесский). Иныльчекский прогиб — 4 — Иныльчекская раннегерцинская зона (тип разреза: а — иныльчекский); 5 — Учкульская среднегерцинская зона (типы разрезов: и — северочукский, к — южночукский). Миогеосинклинальный Кокшаальский прогиб: 6 — Майбашская среднегерцинская зона; 7 — Кокшаальская позднегерцинская зона.

Краевые прогибы: Чаткало-Нарынский — ЧН, Муздукский — М.

Главнейшие разломы: I — Терсей-Каратауский, II — Атбаши-Иныльчекский, III — Таласо-Ферганский, IV — Кокшаальский, V — Каратекинский, VI — Кипчакский, VII — Чонмуздукский

песчаниками и алевролитами нижнебашкирского подъяруса. Мощность разреза превышает 3300 м.

В основании разреза уланского типа залегают силурийские глинистые и кремнистые сланцы, известняки, алевролиты, песчаники, основные эффузивы и их туфы. Девонские отложения представлены разнообразными известняками; в среднедевонской части разреза им сопутствуют вулканиты основного состава. Каменноугольные отложения представлены известняками нижнего отдела и низов башкирского яруса. Выше трансгрессивно залегают маломощные грубообломочные породы (гравелиты, конгломераты) и известняки низов московского яруса. Мощность разреза превышает 4000 м. Складчатая структура Торугарт-Уланской зоны чрезвычайно сложна. Карбонатные породы уланского типа слагают крупные синклинальные складки, пространственное расположение которых определяет современный тектонический план зоны. Последнему подчинены и породы джангджирского типа, участвующие в сложении тектонических блоков, смятых в изоклинальные складки, опрокинутые в южном и юго-восточном направлениях.

Сарыбелес-Борколдойская позднегерцинская складчатая зона. Зона занимает краевое положение в системе зон Атбашинского прогиба и испытала столь значительные тектонические нарушения, что в настоящее время представлена на двух разобщенных участках в хребтах Сарыбелес, пике Данкова и Борколдое. На севере и северо-востоке она граничит по разлому со среднегерцинской Торугарт-Уланской зоной, а на юго-востоке надвинута на позднегерцинскую Кокшаальскую зону миогеосинклинального прогиба. По особенностям строения зона во многом сходна с Торугарт-Уланской и так же, как и в последней, в ее сложении участвуют два типа разрезов, вулканогенно-терригенный коккиинский, занимающий внутреннее положение в зоне, и карбонатный сарыбелесский, расположенный в ее внешней части. В основании разреза коккиинского типа залегают глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, детритусовые известняки и основные эффузивы венлока и верхнего силура. Отложения девона и турнейского яруса по литологическим особенностям сходны с силурийскими и отличаются от последних несколько большим содержанием алевролитов и кремнистых сланцев. Визейский и серпуховский ярусы слагаются слоистыми известняками, глинистыми и кремнистыми сланцами. Заканчивается разрез толщей среднекаменноугольных башкирских и московских отложений, представленных в основном терригенными породами. Мощность коккиинского разреза более 2000 м.

Почти повсеместно в видимом основании разреза карбонатного типа залегают известняки девонского возраста, и лишь в западной части хр. Борколдой наиболее древние члены разреза представлены силурийскими карбонатными и вулканогенно-терригенными породами. Характерно для девонских отложений присутствие в их основании, а иногда в верхах разреза, черных слоистых битуминозных известняков; средняя часть разреза слагает светлые массивные разности. К верхнему отделу приурочены вулканиты основного состава. Каменноугольные отложения представлены разнообразными известняками, верхние горизонты которых принадлежат нижнемосковскому подъярусу. Мощность разреза более 3000 м.

В хр. Сарыбелес известняки одноименного типа слагают крупный моноклинальный блок, падающий на север. На него надвинуты породы коккиинского типа, смятые в серии мелких изоклинальных опрокинутых на юг складок. В хр. Борколдой и пике Данкова карбонатные породы этого типа слагают крупную опрокинутую на юг синклинальную складку, осложненную многочисленными продольными разрывами, на которую с северо-запада надвинуты породы коккиинского типа. По сравнению с ранне- и среднегерцинской зонами в разрезах этой зоны заметно снижена роль вулканитов.

Иныльчекская раннегерцинская складчатая зона. Зона располагается в северо-восточной части описываемого региона, в пределах Иныльчекского, Сарыджазского, северного склона Каиндинского и северо-восточной части Учкульского хребтов. На севере по Атбаши-Иныльчекскому разлому она приведена в контакт со структурами Среднего Тянь-Шаня, а с юга по разлому граничит с Учкульской зоной того же прогиба и со структурами Кокшаальского миогеосинклинального прогиба (см. рисунок).

Основную по мощности часть разреза зоны слагают отложения лудловского и главным образом пржидольского ярусов силура, представленных в нижней части известняками, серицит-хлоритовыми сланцами с подчиненными прослоями песчаников и кремнистых сланцев, а в верхней — сложным комплексом вулканогенно-кремнистых и терригенных (песчаники, сланцы) отложений и известняками общей мощностью более 4300 м.

В составе девона выделяются все три отдела. В нижнем отделе преобладают массивные мраморизованные и слоистые известняки, которым подчинены песчано-глинистые и кремнистые породы. В среднем и верхнем отделах наряду с терригенными породами (песчаники, кремнистые и глинистые сланцы, конгломераты) в строении разреза принимают участие известняки, спилиты, диабазовые порфириды и их туфы. Мощность девона превышает 2500 м.

В структурном плане Иныльчекская зона представляет собой крупную антиклинальную складку северо-восточного простирания, в осевой части которой расположен ряд вытянутых в северо-восточном направлении тел основных и ультраосновных пород (серпентиниты, габбро-диабазы, пикритовые порфириды и др.).

Учкульская среднегерцинская складчатая зона. Зона граничит на северо-востоке по разлому с Иныльчекской зоной, а на юге по Кокшаальскому надвигу приведена в контакт с Кокшаальской зоной миогеосинклинального прогиба. Распространение ее ограничено хр. Учкуль. В зоне выделяются два типа разреза — вулканогенно-терригенный североучкульский и карбонатный южноучкульский.

В североучкульском типе разреза наиболее древние образования относятся к пржидольскому ярусу. Они сложены туфопесчаниками, кремнистыми сланцами, алевролитами, мраморизованными известняками. Неполная их мощность 750 м. Выше лежащий комплекс осадков представлен визейскими и серпуховскими кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков, туфов, андезитовых порфиритов общей мощностью более 1000 м. Образования девона и турнейского яруса, очевидно, срезаны разломом, по которому нижнекаменноугольные породы приведены в контакт с породами силура.

Разрез южноучкульского типа начинается с отложений пржидольского яруса. Это пестроцветные кремнистые и глинистые сланцы, алевролиты, известняки. Полное развитие получили образования всех трех отделов девона, сложенные главным образом известняками. На границе нижнего и среднего отделов в известняках присутствуют прослои глинистых сланцев. В живетском ярусе существенное развитие получают кремнистые и глинистые сланцы, плагиоклазовые порфириды, трахибазальты, туфы базальтовых порфиритов. В составе карбона развиты известняки турнейского, визейского и серпуховского ярусов; преобладают органогенно-детритусовые и оолитовые разности. Мощность разреза более 2800 м.

Очевидно, положение Учкульской зоны вблизи Атбаши-Иныльчекского разлома явилось причиной ее сильной нарушенности. Несмотря на

это, закономерности в расположении типов разрезов по отношению к Иньльчекской раннегерцинской зоне, внутреннего — вулканогенно-терригенного и внешнего — карбонатного, наблюдаются и здесь.

КОКШААЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Майбашская среднегерцинская складчатая зона. Геология Майбашской зоны изучена недостаточно. Ее характеристика составлена по материалам маршрутных исследований Д. Н. Тарасова, проведенных в 30-ых годах в бассейне нижнего течения р. Сарыджаз. Структуры зоны с севера граничат по разломам со структурами позднегерцинской Кокшаальской зоны, а на юге — со структурами краевого прогиба (Муздукский¹) северного обрамления Таримской платформы (см. рисунок).

Нижнюю часть разреза Майбашской зоны составляет айрыторская свита позднесилурийско-раннедевонского возраста, сложенная известняками, глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами. На северном склоне хр. Майбаш в силуре преобладают глинистые сланцы, им подчинены основные эффузивы. Девонские отложения представлены массивными и слоистыми известняками с прослоями терригенных пород. Стратиграфически выше залегают известняки визейского — нижнебашкирского? подъяруса, но характер их взаимоотношений с более древними породами не выяснен. К среднему карбону условно относится толща переслаивающихся песчаных и глинистых сланцев, доломитизированных известняков, мощных пачек (100—125 м) крупногалечных конгломератов. С резким угловым несогласием, с базальными конгломератами в основании на породах среднего палеозоя залегают отложения верхнего карбона — нижней перми. Над конгломератами разрез сложен глыбовыми и тонкоплитчатыми известняками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и аркозовыми песчаниками.

Мощность разреза зоны не установлена. Характерен для него преимущественно карбонатный состав среднепалеозойских отложений и грубообломочный верхнепалеозойских. Тектоническая структура зоны сильно нарушена и представляет собой ряд ограниченных разломами блоков, видимо, являющихся фрагментами крупной широтно простирающейся синклинали складки, прорванной в осевой части гранитной интрузией. Сходные с приведенным разрезом обнажаются в северо-западных предгорьях Таримской депрессии в горах Кара-Бектер и Башсугун, где достоверно устанавливается среднегерцинский (послевизейский) возраст их складчатой структуры (материалы Л. Б. Вонгаза и В. А. Фараджева).

Кокшаальская позднегерцинская складчатая зона. Зона расположена в пределах горных сооружений хр. Кок-Шаал. На востоке, в бассейне р. Сарыджаз, она смещается в северном направлении, на южный склон хр. Каинды. Складчатые сооружения зоны ограничены с севера поверхностью Кокшаальского надвига, являющегося в то же время границей между внутренним и внешним геосинклинальными прогибами (см. рисунок).

Развитые в пределах зоны отложения представлены одним типом разреза, кокшаальским. Наиболее древние отложения в нем — пржидольские полимиктовые песчаники и сланцы. Условно к силуру относятся песчаники и алевролиты бедельской свиты², развитой в центральной части зоны, а также блок пород, обнажающихся в ядре крупной антиклинальной складки в ее западной части (верховья р. Курумдук). Девонские и турнейские отложения сложены преимущественно песчаниками и алевролитами, которые на востоке, в бассейне р. Сарыджаз, частично замещаются гравелитами и конгломератами.

¹ Описание Муздукского прогиба приведено в опубликованных работах В. М. Синицына (1957), В. А. Фараджева (1958) и др.

² Возможен и более древний возраст свиты.

В составе ниже- и среднекаменноугольных отложений наряду с указанными выше породами развиты кремнистые сланцы и известняки. Джилгинсайский и низы учбулакского горизонта верхнего карбона сложены песчаниками и алевролитами и по своему составу и строению сходны с девонскими образованиями. Выше с небольшим угловым несогласием залегает толща полимиктовых гравелитов и конгломератов, относимая нами к верхам верхнего карбона — низам перми. Мощность разреза 4000—4500 м. В целом для кокшаальского типа характерен непрерывный разрез терригенных мелкообломочных отложений от силура до низов верхнего карбона, без каких-либо внутриформационных несогласий.

В тектоническом плане Кокшаальская зона характеризуется развитием нескольких крупных, опрокинутых на юг антиклинальных складок северо-восточного простирания, в ядрах которых обнажаются силурийские породы, а на крыльях — девонские и каменноугольные. Около границы с внутренним (эвгеосинклинальным) прогибом на северных крыльях антиклиналей возникают более мелкие продольные синклинальные складки, в шарнирах которых обнажаются породы среднего и верхнего карбона. В средней части зоны простирание складчатых структур изменяется на северное и северо-западное, что и обусловило торцовое сочленение в этом районе структур описываемой зоны и смежной с севера зоны внутреннего (эвгеосинклинального) прогиба.

Здесь уместно остановиться на положении в общей структуре Южно-Тяньшанской геосинклинали Яссинской позднегерцинской зоны. По формационным особенностям развитых в ней средне- и верхнепалеозойских отложений очевидно, что накопление последних происходило в миогеосинклинальном прогибе, который в Южно-Тяньшанской геосинклинальной структуре располагается, как было показано выше, в ее внешней части, прилегающей к Таримской платформе. Представляется вероятным, что структуры последней не ограничиваются в северо-западном направлении Сулутерекским массивом, а протягиваются и далее под покровом юрских отложений Восточной Ферганы, где обусловили образование Яссинского миогеосинклинального прогиба. Его современное расположение — кажущаяся удаленность от Таримской платформы и Кокшаальского прогиба, с которым он имеет очень близкий формационный состав и одинаковое структурное положение по отношению к платформе, является следствием послепалеозойской перестройки структурного плана этого региона.

По расположению в общей структуре геосинклинальной системы, режиму развития, особенностям осадконакопления и проявлений магматизма в палеозое, Яссинский внешний миогеосинклинальный прогиб резко отличается от внутреннего, эвгеосинклинального Атбашинского прогиба. С момента заложения в силуре Южно-Тяньшанской геосинклинали эти структуры развивались в условиях различных режимов и, вероятно, никогда не являлись единым «Яссинско-Атбашинским прогибом» (Довжиков, 1977).

В палеозойской структуре восточной части Южно-Тяньшанской геосинклинальной системы отчетливо проявляется зональность в расположении основных тектонических элементов. В ее срединной части располагаются внутренние (эвгеосинклинальные) прогибы, осевая зона которых фиксируется выходами докембрийских и ультрамафитовых пород в Атбашинском хребте. Южнее находится внешний (миогеосинклинальный) прогиб, а еще далее в этом направлении, на северном борту Таримской платформы, краевой прогиб (Муздукская зона, по Синицыну, 1957; Фараджеву, 1958). Представляется, что подобная зональность имела место в процессе развития геосинклинали и в ее северной части. Однако в конце позднего палеозоя геосинклинальная складчатая система была разорвана Атбаш-Иныльчекским разломом в осевой части

внутренних эвгеосинклинальных прогибов, по которому с герцинскими структурами Южного Тянь-Шаня в настоящее время соприкасаются разновозрастные складчатые сооружения Чаткало-Нарынской зоны Среднего Тянь-Шаня.

Обращает на себя внимание значительное формационное сходство отложений герцинского структурного этажа Чаткало-Нарынской зоны и отложений Муздукского краевого прогиба, их амагматичность и относительная простота складчатых структур (на сходство докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Чаткало-Нарынской зоны и северного обрамления Таримской платформы указывалось ранее Королевым (1961), Киселевым и др. (1970)). Формирование этих структур проходило в сходных условиях миеосинклинального режима, что позволяет рассматривать их в качестве частей единой системы герцинид Южного Тянь-Шаня. Авторы полагают, что складчатые сооружения верхнего структурного этажа палеозойского Чаткало-Нарынской зоны могут рассматриваться в системе Южно-Тяньшанской геосинклинали в качестве краевого прогиба, сформировавшегося на границе Южного и Северного Тянь-Шаня.

Позднепалеозойские отложения как в северном, так и в южном краевых прогибах представлены орогенными осадочными образованиями, залегающими с угловым несогласием на подстилающих породах, и в своем размещении хорошо подчеркивают центробежное смещение стадий геосинклинального развития от осевой части структуры к периферии. Основное различие в развитии средне- и позднепалеозойской структуры Среднего Тянь-Шаня и краевого прогиба на северном борту Таримской платформы заключается в асинхронности проявления в них частных этапов инверсии тектонических режимов. Герцинская структура формировалась в этих регионах на жестком складчатом основании, но в каждом случае обладает своими специфическими особенностями в части времени развития однотипных стадий развития и образования складчатой структуры.

Очевидно, что выделение восточной части Южно-Тяньшанской геосинклинали в самостоятельную «систему зон», характерной особенностью которой является односторонняя миграция прогибов и поднятий с севера на юг (Довжиков, 1977), не отвечает действительности.

В действительности здесь имело место центробежное развитие геосинклинальной складчатой структуры, в дальнейшем нарушенное значительными перемещениями, произошедшими в зоне Атбаша-Иныльчекского разлома. Последний последовательно, с запада на восток, разрывает ранне-, средне- и позднегерцинские зоны внутренних прогибов и позднегерцинскую зону (Кокшаальскую) внешнего прогиба (что, кстати, определяет позднегерцинский возраст самого разлома). При этом в зоне разлома были редуцированы северные части Атбашинского и Иныльчекского внутренних прогибов, а также внешний (миеосинклинальный) прогиб, отвечающий по своему положению в структуре геосинклинальной дивергентной пары Кокшаальскому прогибу.

Тектоническая структура внутренних (эвгеосинклинальных) прогибов определяется движениями блоков земной коры в двух направлениях: в юго-восточном, по поверхностям разломов северо-восточного простирания, которые одновременно являются границами между прогибами и их зонами, и движениями восточного направления, которые и обусловили последовательное надвигание структур раннегерцинского возраста на среднегерцинские и последних на позднегерцинские. Складчатая структура Атбашинского прогиба именно в таком плане и представляется — крупной брахиформной антиклинорной структурой с последовательно надвинутыми друг на друга в юго-восточном и восточном направлениях складчатыми зонами различного возраста. Такую же структуру имеет и Иныльчекский прогиб. К этим прогибам или зонам их сочленения с внешним прогибом приурочен ряд средне- и позднепалеозойских гра-

нитойдных интрузий, еще больше подчеркивающих срединное положение внутренних прогибов в геосинклинальной системе.

Внешний прогиб (Кокшаальский) отделен от внутренних прогибов надвигом (Кокшаальский надвиг), сложная конфигурация которого и торцовое сочленение по нему некоторых смежных складчатых зон явно свидетельствуют, что на его поверхности произошли значительные перемещения блоков земной коры в юго-восточном направлении. Тектонический режим развития Кокшаальского прогиба не был однороден. В его юго-восточной части происходило формирование внутреннего поднятия, в пределах которого инверсия тектонического режима завершилась в конце раннего карбона образованием Майбашской среднегерцинской складчатой зоны.

Все изложенное позволяет авторам предложить новую схему тектонического районирования палеозойской структуры рассматриваемого участка Южно-Тяньшанской геосинклинали (см. рисунок). Внутренние и внешние прогибы восточной части геосинклинали Южного Тянь-Шаня и располагающиеся с юга и с севера от них средне- и позднепалеозойские краевые прогибы на борту Таримской платформы и в Среднем Тянь-Шане составляют единую герцинскую геосинклинальную систему. Северная граница ее проходит по Терской-Каратаускому («важнейшая структурная линия Тянь-Шаня»), южная — по Чонмуздукскому разломам.

Литература

- Вонгаз Л. Б. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1958, № 5.
- Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня (геологические условия формирования палеозойских складчатых структур).— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977, т. 231.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. Каледонская структура Терской Ала-Тоо и основные особенности ее развития.— В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970.
- Кнауф В. И. Тектоника.— В кн.: Геология СССР, т. 25, кн. 1. М., 1972.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1961.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В сб.: Решен. со-вещ. по разработке унифицир. страт. схем для Средней Азии. Изд-во АН УзССР, 1959.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Фараджев В. А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР).— Геологический сб., № 5—6. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1958.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Статья поступила
14 апреля 1978 г.

УДК 551.263.2(235.211)

В. А. ШВОЛЬМАН

МЕЗОЗОЙСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС НА ПАМИРЕ

В статье рассмотрено строение Башгумбеского тектонического окна, в котором обнажаются породы мезозойской офиолитовой ассоциации, перекрытые по надвигам гнейсами Юго-Западного и осадочными отложениями Юго-Восточного Памира. Вулканогенно-осадочная часть этой ассоциации, вероятнее всего, сформировалась на океаническом поднятии в пределах мезозойского бассейна, разделявшего Центральный и Южный Памир.

Наиболее характерной чертой строения Памира является широкое развитие в его пределах покровно-складчатых структур (Губин, 1960; Руженцев, 1968, 1971; Руженцев и др., 1977; Швольман, 1977, и др.). Они образовались в результате надвигания краевой части Гондваны на расположенный севернее мезозойский океанический бассейн (Пейве, 1969). Однако до последнего времени реликты этого бассейна на Памире были неизвестны. Недавно была сделана попытка сопоставления офиолитов, встречающихся в Центральном Афганистане, с образованиями, распространенными в пределах Рушанско-Пшартской зоны Памира (Карапетов и др., 1975). Детальные исследования показали, что отложения Рушанско-Пшартской зоны сформировались на континентальном склоне при новообразовании бассейна с корой океанического типа. Содержащиеся в них вулканы резко отличаются от базальтов, характерных для офиолитовых ассоциаций. Они типичны для вулканических рифтогенных окраин континентов средиземноморского типа (Пашков, Швольман, 1979).

Фрагменты мезозойского офиолитового комплекса удалось обнаружить в восточной части Южно-Аличурского (Ваханского) хребта на стыке зон Юго-Восточного и Юго-Западного Памира (рис. 1).

В этом месте давно были известны основные интрузивные породы, выделявшиеся под названием верхнетриасового Глыксурдинского комплекса (Месхи, 1964). По соседству с ним В. И. Дронов еще в 1963 г. выявил мощный комплекс основных эффузивных пород. Только в самых верхах этого комплекса были обнаружены в незначительном количестве кислые лавы и пирокласты. Позже породы комплекса были разделены на три свиты (снизу вверх по разрезу): чатырташскую, мурзабекскую и ирикякскую, возраст которых оценивался от карбона до среднего — верхнего триаса (Расчленение..., 1976). Венчала разрез эффузивов «ташджилгинская толща» обломочных пород с примесью кислых вулканитов, отнесенная к карнийскому ярусу верхнего триаса.

Однако взаимоотношения между перечисленными комплексами интрузивных, эффузивных и осадочных пород оставались неясными. Обоснование их возраста также было спорным (Расчленение..., 1976). Это объясняется ограниченным распространением этих пород, плохой обнаженностью и чрезвычайно сложной структурой района их развития.

Как показало детальное изучение, указанные комплексы интрузивных и эффузивных пород обнажаются из-под образований Юго-Западного и Юго-Восточного Памира в тектоническом окне (рис. 2). Единый

разрез всех комплексов отсутствует. Правда, он довольно легко реконструируется, так как состав пород отдельных частей разреза заметно отличается друг от друга, а взаимные переходы между ними можно наблюдать в современной структуре. Ниже приведена характеристика разреза, восстановленного указанным выше способом (рис. 3).

1. Наиболее низкие горизонты разреза обнажаются к западу от р. Тавор. Они сложены массивными гарцбургитами, которые в разной степени подверглись серпентинизации и амфиболитизации.

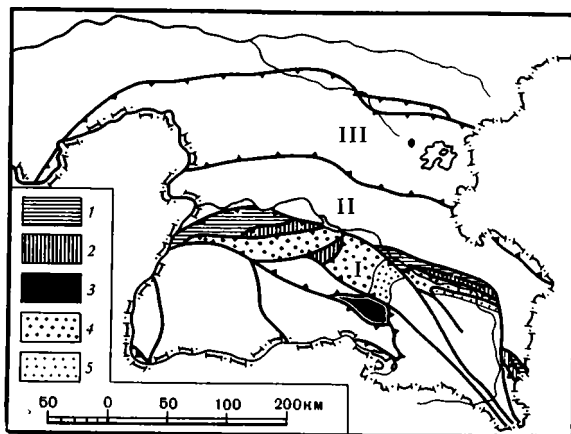


Рис. 1. Схема расположения мезозойских офиолитов в современной структуре Памира

Вулканическая рифтогенная окраина Центрального Памира с обильным и длительным вулканизмом основного состава (Рушанско-Пшартская зона): 1 — внутренняя часть континентального склона (Западно-Пшартская подзона), 2 — внешняя часть континентального склона (Восточно-Пшартская подзона), 3 — офиолиты Башгумбеского тектонического окна; 4, 5 — рифтогенная окраина Южного Памира с незначительными проявлениями вулканизма в начале развития (зона Юго-Восточного Памира): 4 — внутренняя часть континентального склона (Промежуточная подзона), 5 — внешняя часть континентального склона (Окраинная подзона); 6 — крупнейшие надвиги, 7 — сдвиги

Римскими цифрами обозначены структурно-формационные зоны: I — Южный Памир, II — Центральный Памир, III — Северный Памир

2. Верхние 200—300 м гарцбургитового комплекса брекчированы и пронизаны комплексом даек. Гарцбургиты часто превращены в серпентиниты, антигорит-актинолитовые и амфибол-антигорит-оливиновые сланцы. Дайки сложены зеленокаменноизмененными габбро, габбро-диоритами, реже плагиогранитами. Для габбро характерно присутствие «гнейсовидных» полосчатых разностей. Они, в частности, имеются в 1 км к юго-востоку от высоты 4334,8 м на правом борту р. Кулькурумды. Плагиограниты иногда образуют довольно крупные тела длиной 70—100 м, как это, например, имеет место на водораздельном гребне между саями Седек и Мурзабек. Дайки часто образуют сплошные поля. Одно из таких мест расположено на южном борту Аличурской долины, к западу от пос. Аличур. В этом случае ультрабазиты присутствуют в них в виде ксенолитов. Для дайкового комплекса характерен интенсивный катаклиз всех образующих его пород. Любопытно, что дайки параллельны или полого секутся верхним контактом комплекса.

3. Над ультрабазитами и дайками залегают «блестящие сланцы». В их основании находятся черные или серые кремнистые милониты, в которых нередко тектонические линзы длиной до 1 м темно-зеленых и черных серпентинизированных гарцбургитов. Мощность милонитов ко-

леблется от 0,5 до 2—3 м. Контакт сланцев и дайкового комплекса лучше всего виден на гребне хребтика, протягивающегося вдоль левого борта нижнего течения р. Глыксурды при впадении ее в р. Башгумбез. Здесь же хорошо представлено основание разреза вышележащей вулканогенной толщи.

4. Собственно «блестящие сланцы» начинаются зелеными хлорит-эпидот-кремнистыми сланцами мощностью 5—7 м.

5. На них лежит 20—30-метровая пачка темно-зеленых карбонат-серицит-кремнистых сланцев.

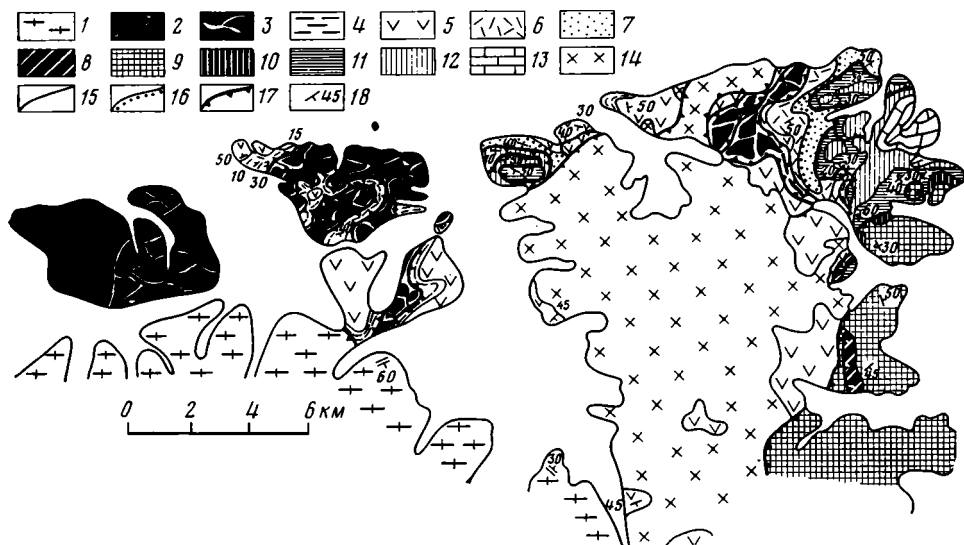


Рис. 2. Геологическая карта восточной части северного склона Южно-Аличурского (Ваханского) хребта

1 — гнейсы Юго-Западного Памира (РЕ); 2 — габбро-гарцбургитовый комплекс; 3 — брекчированная часть габбро-гарцбургитового комплекса с диоритами и плагиогрanitaми; 4 — «блестящие сланцы»; 5 — базальтоиды чатырташской свиты (Т—J); 6 — дацитолипариты ирикянской свиты (К₁); 7 — олистостромовая толща таджилгинской свиты (К₁); 8—14 — отложения зоны Юго-Восточного Памира: 8 — известняки и кремни (Т₂ld—Т₃k), 9 — терригенный флиш с конгломератами в верхах разреза (Т₃), 10 — зеленоватые и красные песчаники и конгломераты (J₁), 11 — известняки, в том числе рифовые (J₁), 12 — плитчатые глинистые известняки (J₁s²—J₂bj₁¹), 13 — песчаники и сланцы с прослоями известняков (J₂bj₁²), 14 — граниты (К₂); 15 — согласный стратиграфический контакт; 16 — трансгрессивный стратиграфический контакт; 17 — надвиги; 18 — элементы залегания

6. Они сменяются пачкой темно-серых эпидот-кремнисто-карбонатных сланцев мощностью 40—45 м.

7. Завершается разрез сланцев чередованием светлых эпидот-кремнисто-карбонатных и зеленоватых хлорит-серицит-кремнистых сланцев. Мощность верхней пачки 10—15 м.

Максимальную (100—130 м) мощность «блестящие сланцы» имеют на правом борту приустьевой части р. Кулькурумды.

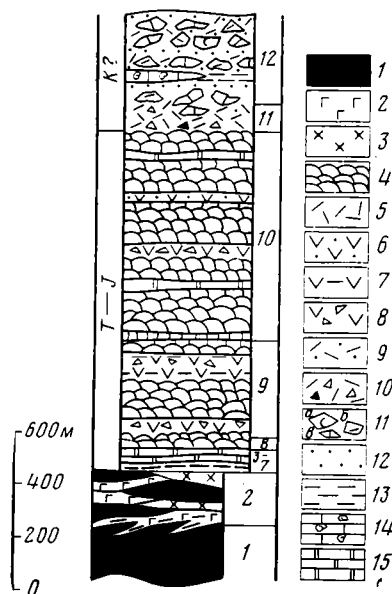
8. Над «блестящими сланцами» залегают темно-серые и зеленоватые, незначительно рассланцованные шаровые лавы спилитизированных базальтов. Диаметр шаров от первых десятков сантиметров до полуметра. Мощность лав колеблется от 20 до 40 м.

9. Шаровые лавы сменяются черными массивными гиалобазальтами и их туфами с пачками по 5—15 м кварц-граувакковых микробрекчий и туфоалевролитов в нижней и верхней части разреза. Мощность гиалобазальтов составляет 300—350 м. Эти породы благодаря рассланцованности очень похожи по внешнему облику на слегка метаморфизованные

терригенные верхнетриасовые отложения, встречающиеся на Юго-Восточном Памире. Они считались наиболее молодыми образованиями, распространенными в данном районе. На левом борту приустьевой части сая Мурзабек в туфоалевролитах из сборов Г. В. Кузнецова был обнаружен Н. Сауковой морской микрофитопланктон, представленный *Leiosphaeridia*, *Tasmanites*, *Deflandrea*, *Peridinea*, *Pterospermopsis* и *Goniuulax*. Этот комплекс характерен для мезозойских отложений. Содержащие его породы скорее всего относятся к триасу и юре. Именно в триасе в Промежуточной и Окраинной подзонах Юго-Восточного Памира накапливались относительно глубоководные осадки континентального склона. В Рушанско-Пшартской зоне в это же время также в батинальных

Рис. 3. Стратиграфическая колонка пород офиолитовой ассоциации Башгумбезского тектонического окна

1 — гарцбургиты и серпентиниты; 2 — габбро; 3 — диориты и плагиограниты; 4 — базальтоиды; 5 — дацит-липариты; 6 — основные туфы; 7 — туфоалевролиты; 8 — основные туфобрекнии; 9 — кислые туфы; 10 — кислые туфобрекнии; 11 — олистоиды: а — известняков, б — кислых эффузивов, в — базальтоидов; 12 — песчаники; 13 — артиллиты и алевролиты, 14 — известняки с радиолариями; 15 — кремнистые сланцы и кремни



условиях началось формирование мощного комплекса базальтоидов. Интенсивность вулканизма постепенно ослабевала к концу юрского периода (Пашков, Швольман, 1979). Поэтому базальты в относительно глубоководных морских мезозойских домеловых отложениях, вероятнее всего, сформировались в триасовом и юрском периодах, аналогично тому, как это произошло в других частях Памира в сходной палеогеографической обстановке.

10. На правом борту сая Мурзабек на черные гиалобазальты, падающие в восточных румбах под углами 30—50°, налегает мощная толща эффузивов, относимых к чатырташской свите. Эффузивы состоят из зеленоватых и серых шаровых лав спилитизированных диабазов, базальтов, реже андезито-базальтов, их туфов и туфобрекций. Они содержат отдельные прослои по 3—5 м черных и зеленоватых кремней и кремнистых туф-фитов. Основная масса этих эффузивов распространена на левом борту р. Ташджилга (левом притоке р. Горумды) и на водоразделе ее с саям Мурзабек. Максимальная мощность пород чатырташской свиты превышает 800 м.

11. На водоразделе саяв Седек и Мурзабек чатырташские эффузивы перекрываются пестроцветным комплексом кислых вулканитов ириакской свиты. Они состоят из зеленоватых, оранжевых, сиреневых и фиолетовых плагиориолитов, риолито-дацитов, их туфов и туфобрекций. Пирокласты преобладают в верхах разреза. В них встречаются обломки базальтов, ультраосновных пород и отдельные глыбы давленных и разлин-

зованных известняков, в некоторых из них обнаружены пермские фораминиферы. По данным И. Д. Дмитриевой и Г. В. Кузнецова, радиологический возраст пород, определенный К—Аг-методом, составляет 124 млн. лет, что соответствует нижнему мелу. Мощность свиты достигает 100 м.

12. Пирокласты постепенно сменяются олистостромовой толщей ташджилгинской свиты. Она образована осадочной брекчией, в составе которой преобладают давленные и расплющенные обломки и глыбы серых и белых гранулированных и перекристаллизованных известняков. Некоторые известняки слагают олистоплаки длиной несколько сот и мощностью первые десятки метров. Такие олистоплаки есть на северном борту Аличурской долины в районе кишлака Джарты-Рабат. Кроме известняков брекчия содержит в изобилии обломки кислых вулканитов. Однако в ней очень мало фрагментов основных пород. В карбонатном, глинисто-кремнистом и песчаном цементе брекчии есть примесь кислого туфогенного материала. В нижней половине толщи встречаются пакки плагиоориолитов и риолито-дацитов мощностью до 10 м. Брекчия содержит прослои по 1—10 м красноватых вулканомиктовых песчаников, алевролитов и сиреневых глинистых известняков с перекристаллизованными радиоляриями. Подобные известняки, например, встречаются на левом водораздельном гребне сая Седек в 1,5 км к северо-востоку от высоты 4775,3 м.

В обломках и глыбах серых известняков, как и в отложениях ирикьякской свиты, В. И. Дроновым еще в 1967 г. были обнаружены, а Э. Я. Левенюм определены пермские фораминиферы (Расчленение..., 1976). В частности, здесь встречаются фораминиферы мургабского и памирского ярусов верхней перми. Они представлены родами *Staffella*, *Palaeofusulina*, *Geinitzina*, *Reichelina*, *Gallowainella*, *Nodosaria*. Представители родов *Gallowainella*, *Geinitzina* и *Nodosaria* характерны для отложений памирского яруса Центрального Памира и Юго-Западного Дарваза и полностью отсутствуют в одновозрастных отложениях Юго-Восточного Памира (Левен, 1967; Расчленение..., 1976). На этом основании Э. Я. Левен (устное сообщение) считает, что комплексы пермских фораминифер из олистолитов в ирикьякской и ташджилгинской свитах более характерны для Центрального, чем для Юго-Восточного Памира.

Об экзотическом характере глыб пермских известняков свидетельствует также наличие кораллов *Waagenophyllum ex gr. kucichowense* Huang, W. cf. *virgalense* Waag. et Wentz. (Расчленение..., 1976). Разнообразие видов кораллов рода *Waagenophyllum* характерно для Северного Памира. На Юго-Восточном Памире этот род представлен единственным видом *Waagenophyllum indicum* (Waag. et Wentzel). Здесь в отложениях памирского яруса верхней перми преобладают кораллы родов *Ufimia*, *Lophophyllum*, *Pleurophyllum*, *Verbeekiella*, *Tachilasma*, отсутствующие на Северном Памире (Левен, 1967).

Помимо пермской фауны в олистоплаках из ташджилгинской свиты обнаружены триасовые кораллы, характерные для ладинского и карнийского ярусов: *Margarosmia aff. septannectes* Loretz., *Margarophyllia aff. capitata* Münster., *Elysastraea aff. bronni* Klipst. (Кушлин, 1973), *Canophyllia boletiformis* (Münst.), *Thecosmia subdichotoma* (Münst.), *T. sublaevis* (Münst.) (Расчленение..., 1976). За исключением представителей рода *Thecosmia*, остальные кораллы не типичны для триасовых отложений Юго-Восточного Памира, но зато встречаются в ладинско-карнийских образованиях Рушанско-Пшартской зоны (Кушлин, 1973; Пашков, Швольман, 1979).

Таким образом, источники обломочного материала для осадков ирикьякской и ташджилгинской свит скорее всего располагались в пределах Центрального Памира и Рушанско-Пшартской зоны, несмотря на то что

в современной структуре эти породы тектонически перекрыты отложениями Юго-Восточного Памира.

Нижний возрастной предел отложений ташджилгинской свиты определяется наличием верхнетриасовых кораллов в олистолитах и обломков нижнемеловых ириакских вулканитов. Верхний возрастной предел неясен. Скорее всего породы ташджилгинской свиты тоже принадлежат нижнему мелу.

Нижнемеловая эпоха на Памире характеризуется энергичной тектонической перестройкой, связанной с начавшимися процессами тектонического скучивания (Швольман, 1977). Они сопровождались резкой сменой обстановки осадконакопления. С нижнего мела получили широкое распространение красноцветные и пестроцветные терригенные отложения. В грубообломочной фракции этих отложений преобладают фрагменты карбонатных пород. Их образование сопровождалось вспышками вулканизма среднего и кислого состава на Юго-Восточном Памире.

По этим признакам породы ташджилгинской свиты сходны с нижнемеловыми породами других районов Памира, которые также весьма бедны органическими остатками.

Меловому возрасту отложений ташджилгинской свиты как будто противоречит отсутствие среди олистолитов юрских пород. Однако вполне вероятно, что обломки в осадки этой свиты поступали при разрушении отложений Рушанско-Пшартской зоны, так как триасовые кораллы на Центральном Памире до сих пор не обнаружены. Если это так, то становится понятным отсутствие находок юрских органических остатков.

В Рушанско-Пшартской зоне юрские отложения представлены относительно глубоководной кремнисто-граувакковой толщей (Пашков, Швольман, 1979). Она бедна органическими остатками. Ее возраст удалось установить по редким находкам криноидей и спор. Эти органические остатки гораздо труднее обнаружить в переотложенном состоянии, чем фауну перми и триаса в крупных известняковых олистолитах.

На основании вышеизложенного наиболее вероятно все же нижнемеловой возраст пород ташджилгинской свиты, венчающих разрез офиолитовой ассоциации.

Породы этой ассоциации прорваны порфировидными двуслюдяными гранитами. Интрузия многофазная. По данным Р. Т. Беляевой, ее состав со временем менялся от гранодиоритов ранней фазы до мусковитовых гранитов дополнительной фазы (Расчленение..., 1976). Гранитоиды подверглись тектонической переработке: контакты их часто сорваны, массив раздроблен, его породы катаклазированы, особенно в краевых частях интрузии. Любопытна структурная позиция гранитоидов. По-видимому, они сформировались внутри базальтоидной толщи. В породах меланократового фундамента глыксурдинского комплекса и ириакской свиты нет никаких следов воздействия на них этих гранитоидов.

Основная масса гранитоидов скорее всего сосредоточена в нижней половине толщи основных вулканитов, сложенной афировыми гиалобазальтами, и образует пластинку мощностью несколько сот метров. Гиалобазальты и их туфы встречаются на нижнем контакте интрузии в основании склона правого борта долины р. Башгумбез (рис. 2). Они же есть на водораздельном гребне этой реки с р. Горумды, где слагают останцы кровли гранитоидов. Только на востоке в кровле погружающейся в этом направлении интрузии появляются останцы, состоящие из спилитов и базальтовых брекчий, подвергшихся ороговикованию.

Основная масса гранитоидов, очевидно, сформировалась в верхнем мелу после накопления существенно плагиоклазовых ириакских вулканитов, хотя их абсолютный возраст колеблется в интервале от 130 до 100 млн. лет (Расчленение..., 1976).

Породы, обнажающиеся в Башгумбезском тектоническом окне, образуют сложную покровную структуру, зеркало которой погружается с за-

пада на восток. Наиболее низкие горизонты этой структуры обнажаются к западу от р. Башгумбез. Они сложены гарцбургитами и серией даек глыксурдинского комплекса, которые со срывом перекрываются «блестящими сланцами» и гиалобазальтами нижней половины чатырташской свиты (рис. 4, I). Верхняя часть Глыксурдинской пластины, сложенная породами верхов чатырташской свиты и олистостромовыми образованиями ташджилгинской свиты, видна к востоку от пос. Аличур на южном борту Аличурской долины (рис. 4, II). На нее с юга надвинуты гиалобазальты с туфоалевролитами и микробрекчиями следующей, Аличурской пластины. Наиболее полно эта пластина представлена на правом борту сая Мурзабек (рис. 4, III), где видно ее основание, сложенное «блестящими сланцами». Здесь же можно наблюдать, как гиалобазальты сменяются в разрыве спилитами.

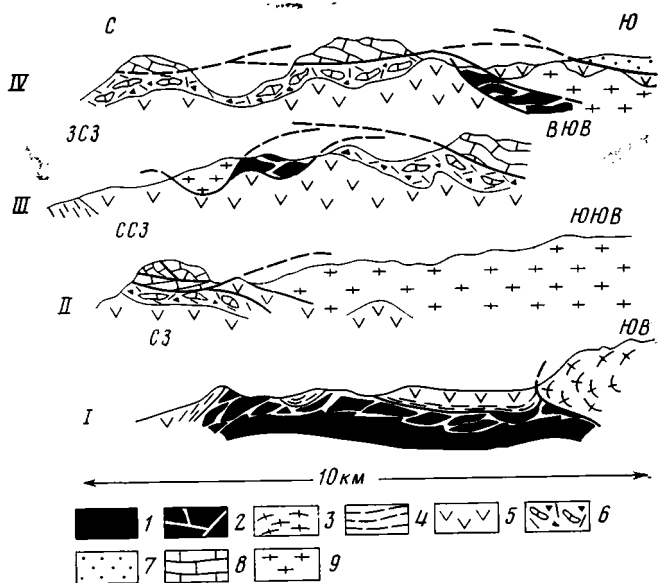


Рис. 4. Схематические геологические профили через северный склон Южно-Аличурского (Ваханского) хребта

1 — габбро-гарцбургитовый комплекс; 2 — брекчированная часть габбро-гарцбургитового комплекса с диоритами и плагиогранитами; 3 — гнейсы Юго-Западного Памира (Р_Е); 4 — «блестящие сланцы»; 5 — базальтоиды чатырташской свиты (Т—J); 6 — олистостромовый комплекс с дацито-липаритами ириакской и ташджилгинской свит (К₁); 7—9 — отложения Юго-Восточного Памира: 7 — флишеидный комплекс (Т₃), 8 — карбонатный комплекс (J₁₋₂), 9 — порфировидные граниты (К₂)

В верховьях сая Мурзабек на спилиты надвинуты породы глыксурдинского дайкового комплекса, образующие следующую, Мурзабекскую пластину. В ее основании есть горизонт сильно тектонизированных и брекчированных пород, сложенный псевдоконгломератом из обломков спилитов, гарцбургитов, габброидов и плагиогранитов, мощностью до 30 м. Сама пластина состоит из темно-серых и черных в разной степени серпентинизированных гарцбургитов, плагиоклазитов и амфибол-антгоритовых пород по гарцбургитам. В них содержатся разные по размерам светлые тела катаклазированных плагиогранитов.

На породы Аличурской и Мурзабекской пластин в свою очередь надвинуты гранитоиды Кобригенской пластины. Ее строение лучше всего видно на водораздельном гребне между долинами рек Башгумбез и Горумды и на левом борту последней (рис. 4; II, IV). Гранитоиды внутри

пластины рядом взбросов и надвигов, падающих в южных и юго-восточных румбах, разбиты на отдельные блоки.

С юга на структуры Башгумбезского тектонического окна надвинуты гнейсы Юго-Западного Памира. Плоскость надвига видна в верховьях долины р. Башгумбез в урочище Кобриген-сай. Иногда она запрокинута и падает к северу, например на перевале из долины р. Глыксурды в долину р. Кулькурумды (рис. 4, 1).

С востока все рассмотренные структуры по плоскости Аличурско-Гурумдинского надвига перекрыты терригенными и карбонатными отложениями Юго-Восточного Памира. Эти отложения в отличие от пород Башгумбезского тектонического окна практически не подверглись ламинации и не имеют следов динамометаморфизма, за исключением небольшого дробления близ плоскости надвига.

Вулканогенно-осадочные породы, сходные с теми, которые встречаются на северном склоне Южно-Аличурского хребта, имеются также на северном борту Аличурской долины. Однако здесь их детальное изучение затрудняется тем, что они прорваны густой сетью посттектонических даек и штоков граносиенитов. Эти дайки и штоки секут не только параавтохтонные структуры, но и перекрывающие их породы аллохтона, часто смятые в сложные складки. В результате те и другие образования подверглись метаморфизму, затушевывающему их состав и структурные взаимоотношения. Поэтому здесь можно определить только в самом общем виде стиль структуры, близкий к тому, который установлен в пределах Ваханского хребта.

Строение Башгумбезского тектонического окна свидетельствует о том, что его структура возникла в результате сложных процессов покровообразования. Они нарушили первоначальные пространственные взаимоотношения между структурно-формационными зонами. Судя по составу органических остатков, на первых этапах образования покровов они формировались за счет надвигания структур Центрального Памира и Рушанско-Пшартской зоны на расположенный южнее океанический бассейн. Надвигание началось после накопления главной массы ирикских вулканитов, когда появились первые олистостромовые горизонты. Эти горизонты местами налегают непосредственно на спилиты. Одно из таких мест находится, например, к востоку от пос. Аличур в устье р. Башгумбез (рис. 2). К реликтам этих, наиболее ранних покровов, возможно, относятся клинья метаморфизованных в разной степени карбонатных и терригенных нижнепалеозойских пород среди отложений Юго-Восточного Памира. Они были обнаружены В. П. Булиным и Г. В. Кузнецовым на северном борту Аличурской долины между реками Кулык-Кесте и Базардара. Затем или одновременно произошло расслоение и надвигание друг на друга пород офиолитового комплекса.

На втором этапе скучивания, скорее всего в олигоцене — начале миоцена (Швольман, 1977), отложения Юго-Восточного Памира надвинулись на сформированные ранее покровы, что вызвало их раздавливание, ламинацию.

По этим причинам сейчас невозможно восстановить фациальные связи пород офиолитовой ассоциации с отложениями других структурно-формационных зон на основании их положения в современной структуре. Однако своеобразие состава осадочно-вулканогенной части этой ассоциации позволяет наметить ту палеогеографическую и палеотектоническую обстановку, в которой, вероятнее всего, произошло ее образование.

Строение рассмотренного выше разреза показывает, что образующие его вулканогенно-осадочные породы сформировались на безгранитной коре океанического типа. В структуре современных океанов и их обрамления выделяются срединно-океанические хребты, абиссальные равнины, сводовые и глыбовые поднятия и, наконец, островные дуги (Пуша-

ровский, 1972, 1978). Каждая из перечисленных крупных структур имеет свою историю развития, набор осадков и, что особенно важно, вполне определенный тип вулканизма (Золотарев, 1979). Поэтому характер вулканизма может служить индикатором разного типа океанических структур в прошлом.

В рассмотренной офиолитовой ассоциации вулканизм начался излиянием афировых гиаобазальтов. Затем сформировалась толща порфировых спилитизированных базальтов, содержащих в незначительном количестве андезиты. На заключительном этапе развития структуры, также в подводно-морских условиях, в небольшом объеме накопились плагиоклазовые липарито-дациты.

Таким образом, для данного вулканизма характерен контрастный состав. Среди дифференциатов преобладают базальты и липарито-дациты. Информация по петрохимии этих пород весьма ограничена. По данным И. Д. Дмитриевой, из 10 силикатных анализов базальтоидов чатырташской свиты по два анализа принадлежат толеитовым и высокоглиноземистым базальтам, по классификации Куно (Куно, 1966), а шесть — щелочным оливиновым базальтам. Среднее содержание TiO_2 составляет 2,74%, а K_2O — 0,6%, но колеблется от 0,1 до 1,36%. Средняя величина отношения Na_2O/K_2O равна 5,47. Базальтоиды отличаются высоким содержанием MgO , которое в среднем достигает 9,85%.

По этим характеристикам вулканиды Башгумбезского тектонического окна больше всего похожи на эффузивные образования, встречающиеся в океанических поднятиях. Особенно типично для таких поднятий преобладание щелочных оливиновых базальтов в контрастных сериях, высокое содержание TiO_2 , а также повышенное количество K_2O по сравнению с другими океаническими структурами (Золотарев, 1979). Однако содержание MgO превышает величину, типичную для поднятий (2—7%). Оно более характерно для срединно-океанических хребтов (7—9%), в которых, правда, никогда не встречаются такие высокие концентрации TiO_2 (максимум 2%), как в океанических поднятиях (от 2,5 до 3,7%). Кроме того, отношение Na_2O/K_2O ближе совпадает с величинами этих отношений в океанических поднятиях (до 6) и значительно меньше величин, встречающихся в базальтоидах срединно-океанических хребтов (до 17), но больше, чем в островных дугах (около 4).

Таким образом, вулканогенно-осадочные породы Башгумбезского тектонического окна скорее всего сформировались в пределах океанического поднятия. Отклонения в петрохимических характеристиках эффузивных пород могут быть связаны с недостатком информации. Либо они обусловлены индивидуальными особенностями дифференциации верхней мантии, которая являлась поставщиком исходной магмы и, по видимому, влияла на ее состав, либо эти отклонения вызваны локальными отличиями в типе океанической коры в месте расположения поднятия. По мнению Б. П. Золотарева (1979), указанные причины могут определять состав вулканических серий.

Океаническое поднятие, очевидно, располагалось в том бассейне, который разделял в конце верхнего палеозоя и мезозоя обнаруженные ранее (Пашков, Швольман, 1979) континентальные окраины Центрального и Юго-Восточного Памира. Во время замыкания бассейна в меловом периоде произошло пространственное сближение поднятия с расположенной на севере континентальной окраиной. Об этом свидетельствует состав обломков в олистостромовой толще. Начавшиеся процессы тектонического скучивания, возможно, облегчили излияние на поверхность наиболее вязких кислых дифференциатов толеитовой магмы на последних этапах развития данного океанического поднятия.

Присутствие реликтов мезозойских океанических структур на Памире подтверждает справедливость сформулированной ранее (Пейве, 1969)

концепции, согласно которой его структура образовалась в результате перекрытия мезозойского океанического бассейна северным краем Гондваны.

Литература

- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией.— Геотектоника, 1979, № 1.
- Карапетов С. С., Сонин И. И., Хаин В. Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского пояса Евразии.— Вестн. Моск. у-та, Геология, 1975, № 3.
- Кушлин Б. К. Памирская геосинклиналь.— В сб.: Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973.
- Левен Э. Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. М., «Наука», 1967.
- Месхи А. М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира.— В сб.: Материалы по геологии Памира, вып. II. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
- Пашков Б. Р., Швольман В. А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1976.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., «Наука», 1968.
- Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М., «Наука», 1971.
- Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., «Наука», 1977.
- Кипо Н. Lateral variation of basalt magma across continental margins and islands arcs.— Geol. surv. Canada, No. 2, 1966.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
11 апреля 1979 г.

УДК 551.242.3(238.1)

В. Д. ЧЕХОВИЧ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АНД В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

В статье рассматривается смена региональных геодинамических условий в различных секторах Андийского пояса, происходившая в мезозое и кайнозое на фоне дрейфа Южной Америки к западу. В северном секторе происходит последовательное увеличение площади континента за счет океанических пространств; для центрального характерна смена островодужного типа развития окраинно-континентальным с уменьшением площади континентальной коры в результате сдвигания или деструкции; развитие южного сектора определялось эволюцией внутреннего моря между двумя континентальными блоками, на одном из которых развивалась островная дуга.

Гигантская по протяженности непрерывная горная цепь Анд особенно привлекает внимание многих геологов в настоящее время в связи со своим положением вдоль границы Южно-Американского континента и Тихого океана. Существует значительное количество публикаций, посвященных как самым общим построениям (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Хаин, 1971; Пушаровский, 1972), часто с использованием модели новой глобальной тектоники (Силлитое, 1975; Зоненшайн и др., 1976; Sillitoe, 1974; Clarc et al., 1976), так и конкретных работ по отдельным крупным районам (Богданов, 1970; Тектоника, сейсмичность..., 1975; Goossens, 1973; Audebaud, 1976; Aubouin, 1973). Цель данной статьи — попытка рассмотрения геодинамических условий развития всего Андийского пояса в мезозое и кайнозое, предпринятая на базе многолетнего изучения и обобщения литературных материалов, подкрепленных личными впечатлениями от посещения различных районов Чили и Венесуэлы.

Важным моментом, которого следует коснуться перед началом рассмотрения эволюции геодинамических условий Андийского пояса, является определение характера основания или типа коры, на котором началось формирование мезозойско-кайнозойских структурно-формационных комплексов. Не вдаваясь в глубину этой проблемы, которая сама по себе представляет весьма интересную тему для публикации, необходимо признать, что в настоящее время почти все исследователи склонны считать, что большая часть Анд, за исключением Западной Кордильеры Колумбии и Серрании-де-Баудо в северном секторе, начиная с мезозоя, характеризовалась корой континентального типа (Богданов, 1975; Хаин, 1971; Пушаровский, 1972; Case et al., 1971, 1973).

Перейдем к рассмотрению эволюции геодинамических условий в мезозое и кайнозое для разных секторов Андийского пояса в соответствии с обычно принимаемым районированием (Хаин, 1971; Хаин и др., 1976).

Северный (Колумбийско-Эквадорский) сектор Анд для раннего и среднего мезозоя достаточно четко подразделялся на западную и восточную зоны, в той или иной мере разделявшихся поднятиями Центральной Кордильеры. Геодинамические условия, существовавшие в раннем и среднем мезозое, наиболее сложны для расшифровки, однако имеющиеся данные позволяют сказать следующее (рис. 1, 2). В западной зоне образования, могущие представлять отложения рассматриваемого возраста,

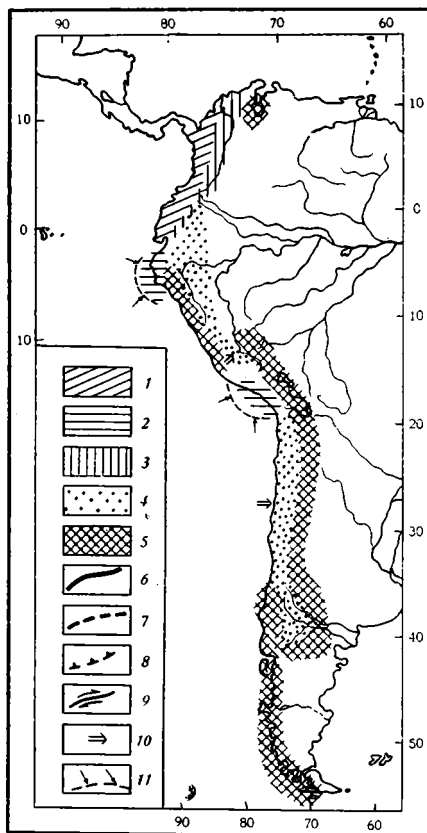


Рис. 1

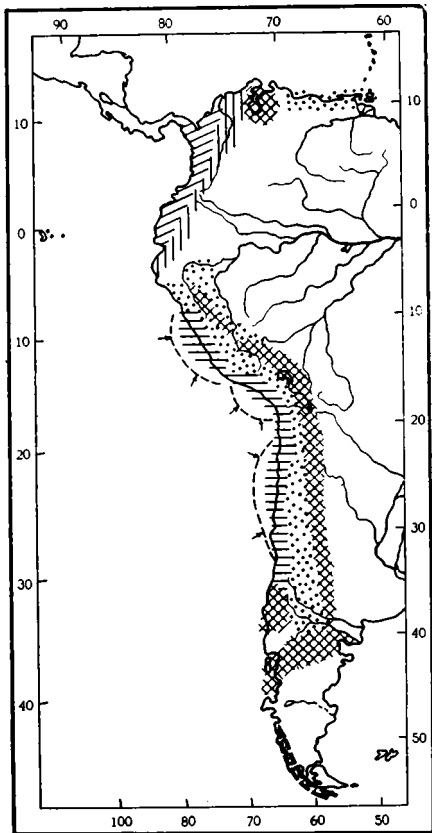


Рис. 2

Рис. 1. Палеотектоническая схема Андийского пояса (поздний триас — ранняя юра) 1—4 — структурно-формационные комплексы: 1 — океанические (толеит-базальтовый, офиолитовый, кремнисто-граувакковый, турбидитно-флишевый, турбидитно-толеит-базальтовый); 2 — островодужные (морской андезитовый, морской туфогенно-терригенный, плагиогранит-гранодиоритовый); 3 — активных окраин континентов (наземный базальтово-андезитовый, молассовый, гранодиоритовых батолитов, монзонитовый); 4 — пассивных окраин континентов и внутренних морей (граувакково-глинистый, олистостром-флишевый, карбонатно-песчано-глинистый, карбонатный, молассовый); 5 — области поднятия и размытия; 6 — глубоководные желоба; 7 — разломы (недифференцированные); 8 — надвиги; 9 — сдвиги; 10 — направление сноса; 11 — предположительные выходы на поверхность палеозон Заварицкого — Беньофа

Рис. 2. Палеотектоническая схема Андийского пояса (средняя — поздняя юра). Условные обозначения см. на рис. 1

представлены формацией Darya (Julivert, 1973). В ее составе преобладают кремнисто-глинистые с отдельными линзами известняков, кремнистые (с радиоляриями) и туфогенно-граувакковые образования, формировавшиеся, вероятно, в глубоководных условиях (континентальное подножие и глубоководный желоб, кремнисто-граувакковый комплекс). Вероятно, Центральная Кордильера занимала частично приподнятое положение, поставляя обломочный материал как на запад, в сторону океана, так и на восток, где образовывались мощные молассовые толщи (формация Хирон). Формирование моласс сопровождалось вулканическими процессами, о чем можно судить по горизонтам туфогенных и излившихся пород преимущественно дацитового, риолитового и андезитового состава (формации Порфиритика Рохо, Гуасасепо, Bürgl, 1964). В юрское время в восточной зоне происходит также становление гранитоидных плутонов, хорошо датированных методами абсолютной гео-

хронологии в пределах массива Сантандер (Goldsmith et al., 1971), Санта-Марта (Tschanz et al., 1974), а также в восточной части Центральной Кордильеры, где значительно более интенсивными были и вулканические процессы. Характер соотношений и анализ абсолютных возрастов вулканитов и интрузивных пород, изученные в массиве Санта-Марта, позволяют делать вывод о их комагматичности (Tschanz et al., 1974).

К сожалению, данных по химизму упомянутых магматических пород не имеется, однако их петрографическая характеристика — кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые монзониты, дациты, андезиты, игнибристы — позволяют сравнивать их с магматическими образованиями известково-щелочного и щелочного состава, характерными для активных окраин континентов. Этому понятию геодинамических условий отвечает и несомненно континентальный характер осадочных пород в восточной зоне, с одной стороны, и формирование океанических комплексов на западе, т. е. существование неперемкнутого условия — границы континент — океан.

Время первой мезозойской перестройки¹, отмеченной метаморфизмом комплекса, по имеющимся данным можно определить лишь как дораннемеловое (Campbell, 1974). Начавшийся после этой перестройки меловой этап характеризовался несколько иной палеотектонической обстановкой. В пределах западной зоны, возможно, примерно в тех же границах, на всем протяжении северного сектора началось формирование океанического толеит-базальтового комплекса, недавно подробно рассмотренного П. Гусенсом (Goossens, 1973) и Х. Пихлером (Pichler et al., 1974). В Колумбии этому комплексу отвечает диабазовая формация и часть формации Чита на юге страны, а в Эквадоре — формации Пиньон и диабаз-порфирировая. Диабазовая формация сложена подушечными лавами диабазового, спилитового составов, а также агломератами, туфами и незначительными прослоями глинистых и кремнистых пород. Весь этот комплекс является типично подводно-морским. Возраст его нижней части определяется как раннемеловой по аммонитам и моллюскам и для более высоких горизонтов как апт-альбский, по фораминиферам, а для верхней части устанавливается позднемеловой возраст по фораминиферам (Julivert, 1973). Сходным набором пород характеризуются и формации Пиньон и диабаз-порфирировая в Эквадоре — это лавы диабазового и долеритового состава, агломераты, брекчии и весьма подчиненные прослои глинистых пород. Эти образования в Эквадоре датируются только методами абсолютной геохронологии от 110 млн. лет с последовательными значениями до 54 млн. лет (Goossens, 1973), что в целом достаточно хорошо соответствует возрасту, определенному по фауне в Колумбии.

Петрологические и геохимические исследования этих изверженных пород Колумбии и Эквадора, недавно проведенные Х. Пихлером (Pichler et al., 1974), показывают, что они принадлежат типичному толеит-базальтовому типу.

Таким образом, для западной зоны можно считать, что толеит-базальтовые океанические комплексы формировались здесь в течение всего мела.

В восточной зоне после перестройки и складчатости триас-юрских континентальных образований, несомненно с валанжина, а может быть, и несколько ранее, начинается накопление морских шельфовых осадочных пород (рис. 3). В разрезе преобладает глинистый материал с линзами и горизонтами известняков, наиболее широко распространенных в

¹ Под «перестройкой» понимается относительно резкое изменение геодинамических условий, связанное в основном с отмиранием и (или) возникновением сейсмофокальных зон, изменением относительной скорости движения взаимодействующих плит, изменением угла наклона сейсмофокальных зон и т. д.

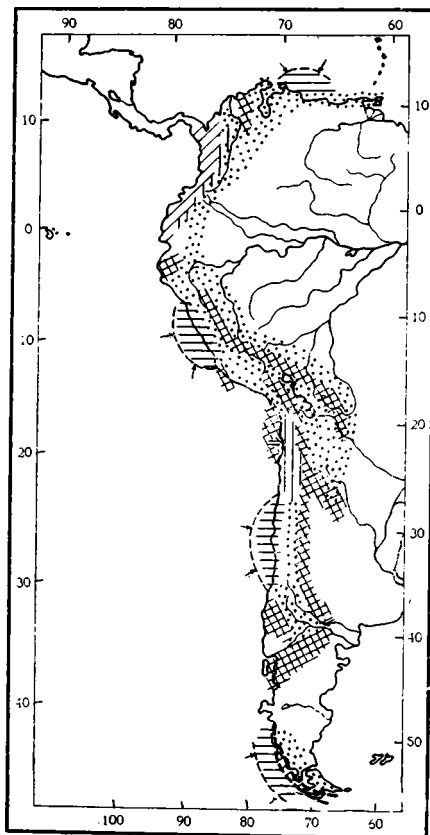


Рис. 3. Палеотектоническая схема Андийского пояса (поздняя юра — ранний мел). Условные обозначения см. на рис. 1

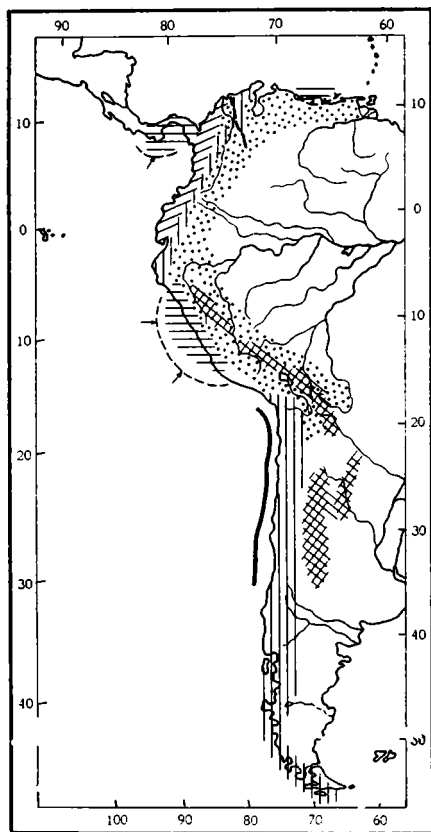


Рис. 4. Палеотектоническая схема Андийского пояса (поздний мел). Условные обозначения см. на рис. 1

готериве и тяготеющих к западной части бассейна, а также песчаников, приуроченных к неокому, альбу — сеноману и сенону и тяготеющих к восточному борту бассейна (Julivert, 1973). Мощность этих отложений в наиболее прогнутых частях может достигать 6000 м, сокращаясь к западу на склонах Центральной Кордильеры до 1500—2000 м. В южной части восточной зоны в пределах Эквадора меловой этап начинается в апте — альбе накоплением дельтовых песчаников Холин, имеющих незначительную мощность, а затем морских глинисто-карбонатных отложений формации Напо, также не превышающих по мощности 400 м (рис. 4). Меловой разрез и здесь завершается толщей перемежающихся морских и континентальных отложений маастрихтского возраста (Faucher, Savojat, 1973).

Следует считать, что в меловых отложениях восточной зоны на всем ее протяжении не отмечается никаких следов магматической деятельности.

Центральная зона, соответствующая по сути Центральной Кордильере Колумбии и Кордильере Реаль Эквадора, представляла собой в мелу поднятие, лишь на короткие периоды частично погружавшееся под уровень моря. С другой стороны, она была ареной интенсивного проявления магматических процессов, выразившихся в появлении здесь крупных гранитоидных массивов известково-щелочного состава, датированных методами абсолютной геохронологии поздним мелом (79 млн. лет — массив Антиохия, 58,4 млн. лет диориты массива Санта-Марта).

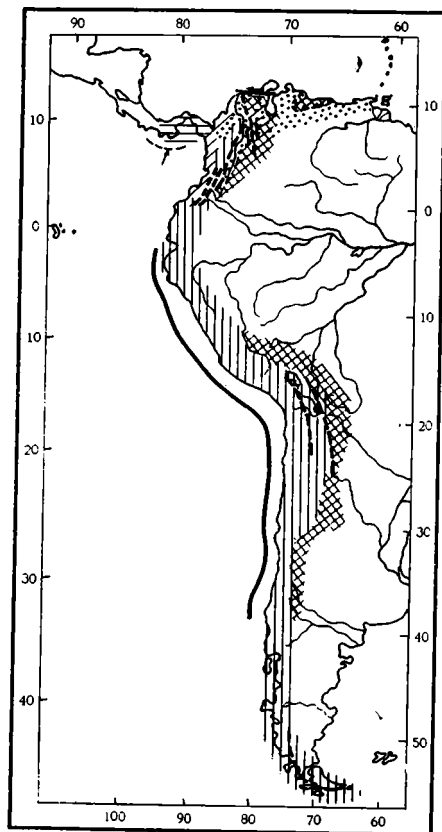


Рис. 5. Палеотектоническая схема Андийского пояса (палеоген). Условные обозначения см. на рис. 1

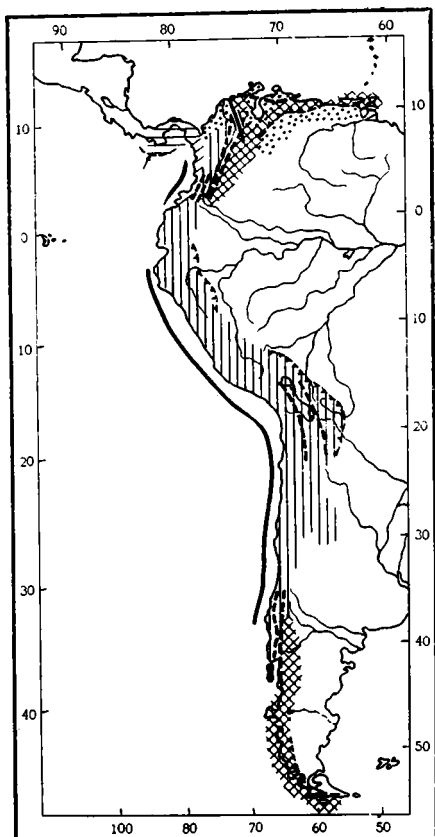


Рис. 6. Палеотектоническая схема Андийского пояса (ранний неоген). Условные обозначения см. на рис. 1

Крупная перестройка, резко отразившаяся на характере развития как западной, так и восточной зон, произошла в конце позднего мела — палеоцене (рис. 5). В западной зоне она произошла несколько раньше и датируется коньякским веком, на востоке — приурочена к постаастрихтскому времени. При этой перестройке происходит существенная складчатость меловых образований. На западе большая часть Западной Кордильеры была выведена из-под уровня моря и причленена к Центральной Кордильере. К западу же от этой зоны от коньякского века до среднего эоцена включительно, по данным Дюк Каро (Duque Caro, 1976), обобщившим большой материал по глубокому бурению на западе Колумбии, формировались отложения группы Кансона, представленные абиссальными (глубины до 6000 м) турбидитами с обильными радиолариями и планктонными фораминиферами, с которыми ассоциируют толеитовые базальты. Океанический характер этих образований — (формации Неркуа, Саутата, Барриель) не может подвергаться сомнению (Duque Caro, 1976). На основании тщательных анализов микрофауны в отложениях группы Кансона и вышерасполагающейся группы Кармен выделено позднеэоценовое стратиграфическое несогласие и кратковременная смена глубоководных отложений относительно более мелководными глинистыми породами с макрофауной, которые в олигоцене уже сменяются вновь глубоководными глинистыми отложениями с планктонными фораминиферами и еще выше — турбидитами, относимыми к среднему и верхнему миоцену. Дюк Каро (Duque Caro, 1976) на основании анализов микрофауны построены палеобатиметрические кривые, которые ясно по-

казывают, что в период с позднего мела до позднего миоцена область западнее Западной Кордильеры Колумбии представляла собой океаническое дно, причем очень значительные глубины (более 6000 м) и турбидитный характер осадочных пород, возможно, указывают на существование в позднем мелу и вплоть до конца эоцена глубоководного желоба, располагавшегося вдоль границы континента и океана. Анализ палеобатиметрических кривых показывает также, что постепенно происходило его заполнение и соответственно уменьшение глубин формирования осадков. Интересно, что отложения послепозднеэоценового перерыва характеризуются меньшей глубиной формирования, что, возможно, свидетельствует об отмирании желоба и причленении выполняющих его образований к континентальному склону. Вероятно, в это время происходит заложение нового желоба, соответствующего современному, к западу от существовавшего (рис. 6). Наиболее существенная перестройка и складчатость, смена морского осадконакопления континентальным в области Серрании-де-Баудо происходит в позднем миоцене — плиоцене. Таким образом, область недавнего океанического осадконакопления причленяется к континенту только в плиоцене.

К востоку от рассмотренной океанической зоны с конца позднего мела располагалась поднятая зона Западной Кордильеры, лишь на восточном борту которой в межгорной впадине Каука формировались преимущественно континентальные отложения с отдельными горизонтами морских биогенных известняков (известняки Вихес) (рис. 5). Центральные же части Западной Кордильеры представляли собой арену проявления магматических процессов, продукты которых выражены интрузиями гранодиоритового состава, возраст их в последние годы удалось определить методами абсолютной геохронологии. Здесь выделяются интрузии с возрастом 51—48 и 24—30 млн. лет (Duque Caro, 1976). Эти возраста в известной степени могут коррелироваться с временем перестроек, установленных для западной зоны. Имеющиеся данные позволяют считать, что в палеогене и неогене Западная Кордильера представляла собой активную континентальную окраину.

Предпалеогеновая перестройка в восточной зоне кроме складчатости привела к кардинальной смене типа осадконакопления. Если на протяжении всего мела господствовали морские условия (лишь в кампане — маастрихте местами отмечается паралическое осадконакопление), то с палеоцена вся область была выведена из-под уровня моря и лишь в межгорных впадинах начинается формирование континентальных отложений — преимущественно песчаников, алевролитов, аргиллитов, редко конгломератов. Такой характер осадконакопления практически непрерывно сохраняется на протяжении всего палеогена и неогена. Несогласие, отмечаемое между нижне- и верхнеэоценовыми породами, коррелируется, видимо, со стратиграфическим перерывом в западной зоне и внедрением плутонов в Центральной зоне. В течение палеогена и неогена, так же как и в мелу, восточная зона является совершенно амагматичной. В составе третичных отложений, выполняющих межгорные впадины, вулканогенные породы не известны, так же как не известны и третичные плутоны.

Интересно отметить, что на севере западной зоны, продолжающейся в южную Центральную Америку, характер осадконакопления был несколько иным. Океанические комплексы в южной Центральной Америке представлены исключительно офиолитовой ассоциацией, в которой преобладают базальты, ультрабазиты, вулканические брекчии, радиолариты и туфогенные аргиллиты, возраст которых в Коста-Рике определен от титона до сантона (Galli, 1977_{1,2}). Несогласно на породах офиолитовой ассоциации залегают раннекампанские и более молодые третичные островодужные образования, среди которых по характеру фауны выделяются как прибрежно-рифогенные, свойственные собственно архипела-

гу островов, так и более глубоководные — вплоть до пелагических и абиссальных турбидитов, отвечающих, видимо, формированию их в условиях глубоководного желоба (Galli, 1977^{1,2}). Таким образом, существенная перестройка для юга Центральной Америки датируется предкампанским временем, тогда как для более южных районов западной зоны Колумбии значительная перестройка произошла в раннеконьякское время. В Центральной Америке островодужная обстановка сохранялась вплоть до позднего миоцена, когда существенные тектонические движения привели к причленению западной зоны Колумбии к континенту и возникновению Центрально-Американского перешейка.

Если в заключение сформулировать принципиальный характер мезозойско-кайнозойского развития Северных Анд, то мы должны определить его как приращение континентальных масс в западном направлении за счет участков, являвшихся ранее частями океанических пространств.

Следует сказать также в заключение несколько слов о структуре западной половины Колумбийских Анд. До сих пор слабо исследованный район представлялся как блоково-складчатое сооружение, в котором не отмечалось развития надвигов и тектонических покровов. Существование офиолитовых комплексов в Западной Кордильере и западной части Центральной Кордильеры Колумбии позволяет предположить, что как офиолиты, так и другие образования океанического типа могут представлять собой там тектонические покровы. По-видимому, это обстоятельство следует иметь в виду при металлогенических построениях.

Центральный сектор Анд со своими северной (Перуанско-Боливийской) и южной (Чилийско-Аргентинской) частями по характеру своего развития в мезозое и кайнозое существенно отличается от развития северного сектора. Северная и южная части Центрального сектора обладают целым рядом частных особенностей, которые заставляют разделить их.

Касаясь мезозойского развития Центральных Анд, необходимо напомнить, что андийская часть континентальной коры Южной Америки занимала, видимо, большее пространство и лишь впоследствии либо в результате перестроек, с которыми мог быть связан подворот континентальной коры и удвоение ее мощности (Чехович и др., 1975), либо в результате процессов деструкции (Пушаровский, 1972), происходивших на фоне дрейфа² Южной Америки, западная граница континента приобрела современные очертания.

Типичный континентальный характер триасовых образований, известных в Чили, и направление сноса обломочного материала подтверждают соображение о распространении континентальных масс к западу от современной береговой линии. Весьма примечательно, что на большей части Центральных Анд эти условия сохраняются вплоть до позднего лейаса (рис. 1). Исключением служат лишь самая северная и самая южная части прибрежной зоны Перу, где уже в позднем триасе и лейасе началось формирование вулканогенных андезитовых серий в морских условиях, что соответствовало островодужной обстановке в этих районах. Эти два района накопления вулканитов вдоль современного побережья были разьединены зоной поднятий (Audebaud, 1973), в тылу которой располагался вытянутый морской бассейн, на севере соединявшийся с бассейном восточной зоны юга Эквадора. В его пределах преобладала карбонатная седиментация с небольшой примесью кластического мате-

² В дальнейшем в статье нет специальных упоминаний о дрейфе Южной Америки к западу в результате раскрытия Атлантики, однако при анализе смены геодинамических условий в рассматриваемых секторах Андийского пояса учитывалось, что эти процессы происходили на фоне этого дрейфа.

риала (мощность около 2000 м). На юго-востоке этот бассейн, постепенно сужаясь, имел слепое окончание.

В Чилийско-Аргентинском секторе в раннем лейасе как в восточной, так местами и в западной береговой зоне формируются типично шельфовые терригенно-карбонатные отложения. Значительные участки на севере (21—26° ю. ш.) и на юге (южнее 31°30' ю. ш.) береговой зоны до позднего лейаса оставались сухой (Chong, 1976; Chotín, 1971). Лишь в позднем лейасе начинается ощущаться различие в типе осадконакопления в береговой и восточной зонах, когда на западе появляются морские вулканические комплексы известково-щелочного состава, знаменующие начало становления островодужной обстановки.

С конца позднего лейаса и в течение всей юры западная зона Центральных Анд на большей части своего протяжения явилась ареной проявления андезитового вулканизма (рис. 2). В Чили к югу от Икике это отмечается появлением существенно вулканогенной формации Ла Негра (1500 м), Калета Лигате (560 м) и Гуантахайя (950 м) (Thomas, 1970), формировавшихся с байоса до конца оксфорда. В районе Чаньяраль-Тальталь ниже формации Ла Негра залегает вулканогенно-осадочная толща среднего лейаса, именуемая формацией Посаде-Лос-Трес-Идальгос. Еще южнее, в провинциях Аконкагуа и Вальпараисо, выше верхнелейасовой формации Ахиль (1100 м) располагается мощный пакет вулканогенно-осадочных пород (толща Ногалес 300 м) и почти исключительно сложенная андезитовыми вулканитами толща Оркета (1700 м), объединяемые в формацию Мелон байосского возраста.

Интересно отметить, что к северу от Икике и почти вплоть до Арики вулканические породы в разрезе юры довольно редки, хотя мощность отложений, достаточно хорошо охарактеризованных фауной от байоса до оксфорда включительно, без малого достигает 4000 м (Cecioni, García, 1970). Сразу же к северу от Арики разрез снова существенно насыщается вулканическими породами.

Таким образом, одна из юрских вулканических островных дуг, или почти непрерывная система их, протягивалась примерно от 32 до 22° ю. ш. На широте Икике островная дуга либо затухала, либо отходила далеко в сторону океана, с чем связано, видимо, отсутствие вулканитов в разрезах юры от Икике до Арики. Далее же к северу, уже в основном в пределах Перу, в морских отложениях юры в непосредственно береговой зоне вновь появляются андезитовые вулканиты, однако количество вулканического материала в разрезах существенно сокращено (Bellido, 1972), особенно по сравнению с чилийскими. Возможно, это связано с большей удаленностью к западу центров вулканических извержений.

Цепь Перуанских юрских островных дуг продолжалась от 18 до 10° ю. ш., а далее к северу либо прекращалась, либо отступала далеко на запад (Audebaud, 1973). Островодужное развитие характеризовалось формированием в юре также и плутонического комплекса плагиогранит-гранодиоритового типа, четко датированного методами абсолютной геохронологии (170 млн. лет; Levi et al., 1963).

Существенная перестройка (в основном в Чилийско-Аргентинских Андах), отмеченная проявлением складчатости в кимеридже (арауканская фаза), привела к некоторому изменению обстановки в пределах Центральных Анд (рис. 3). Островодужные условия сохраняются в раннем мелу только на юге (34—26° ю. ш.) и севере (12—8° ю. ш.). В центральной части перестройка была более значительной. На отрезке от 25 до 18° береговая зона превращается в область поднятий и размыва, в восточной зоне накапливаются континентальные красноцветы (формация Пурилакис). Вулканическая деятельность почти не проявляется, зато относительно далеко на восток продвигается область формирования раннемеловых известково-щелочных плутонов. Судя по всему, этот район был первым по времени перехода в новый геодинамический режим актив-

ных окраин континента. Можно предполагать, что именно на этом участке раньше всего происходит заложение начального отрезка Перуанско-Чилийского глубоководного желоба.

Вторая половина раннего мела была для Чилийско-Аргентинских Анд временем наиболее капитальной перестройки, ознаменовавшейся складчатостью и поднятиями. На всем протяжении от Арики до Консепсьона начинается интенсивная вулканическая деятельность в континентальных условиях, продолжавшаяся, видимо, в течение всего позднего мела, и накопление красноцветных моласс. По составу среди вулканических пород (формации Абанико, Виньита, Серильос и др.) резко преобладают андезиты, породы трахитового, риолитового и базальтово-андезитового состава не превышают по количеству 15% (Ломизе, 1975). Мощности вулканогенных толщ могут достигать 4 км. Судя по определениям абсолютного возраста интрузий, в это же время начинается формирование и гранодиоритовых батолитов. Все это свидетельствует о начале образования вулcano-плутонического комплекса, занимавшего, видимо, окраинно-континентальное положение. Это дает основание предположить дальнейшее продолжение к югу образовавшейся ранее части Перуанско-Чилийского глубоководного желоба.

Однако предпозднемеловая перестройка не коснулась северной части Центральных Анд, где в береговой зоне Перу продолжали сохраняться и даже заняли еще большую площадь вулканические островные дуги, в пределах развития которых происходило накопление андезитовых вулкаников и морских кластических пород (см. рис. 4). К востоку в области, занятой внутренним морем, преобладало карбонатное осадконакопление. Такое положение в этой области сохранялось вплоть до коньякского времени (Audebaud, 1976). Существенные изменения произошли здесь в конце позднего мела (кампан). Они отмечаются прежде всего складчатостью (перуанская фаза, Steinmann, 1929) и полным изменением характера осадконакопления — от маастрихта до конца эоцена здесь формируются красноцветные молассовые толщи (до 3000 м) с небольшой примесью вулканического материала. Значительную часть разреза вулканогенные породы слагают на юге Перу (формация Токепала). Весьма малое количество вулкаников конца позднего мела — эоцена в Перу как бы «компенсируется» формированием почти непрерывной цепи гранодиоритовых плутонов этого возраста (Cobbing et al., 1977) (рис. 5).

В конце эоцена в Перуанских Андах происходят значительные складчатые дислокации, которые отмечаются также и южнее в Чили, но в связи с монотонным составом вулкаников там они плохо выделяются. В Перу же это несогласие (инкская фаза, Steinmann, 1929) выражено достаточно отчетливо, поскольку с конца эоцена и в олигоцене начинают формироваться толщи известково-щелочных вулкаников, залегающие на континентальных красноцветах конца мела — эоцена. Интересно, что в конце олигоцена в Чили начинают образовываться мощные толщи кислых пород — преимущественно игнимбриков, тогда как в Перу преобладают андезиты, что, возможно, отражает более позднее начало нового геодинамического режима в Перу. Параллельно с накоплением вулканических продуктов на поверхности, в глубинных условиях происходит становление крупных плутонов и сопровождающих их гипабиссальных малых интрузий, с которыми связаны крупные и гигантские медно-порфировые и плутоногенные полиметаллические месторождения.

Для палеогена очень характерно, что в тылу вулканического пояса Перу и северного Чили, в Альтиплано, на месте позднемелового опускания начинается формироваться весьма значительный грабенообразный прогиб, выполнявшийся преимущественно континентальной молассой с отдельными пачками вулканогенных пород. Время его образования до последнего времени оставалось очень плохо датированным. Лишь сейчас появились данные, позволяющие скоррелировать датировки абсолютного

возраста вулканогенных пород (Evernden et al., 1977). Эти данные указывают на формирование прогиба в палеоцене (60 млн. лет), эоцене (38 млн. лет), олигоцене (26 млн. лет), причем мощности отложений в центральной части прогиба распределяются по возрасту следующим образом. В палеоцене и эоцене накопилось более 4000 м, в олигоцене — до 2000 м. Особенно интенсивная вулканическая деятельность в пределах прогиба Альтиплано начинается в олигоцене и продолжается почти непрерывно вплоть до голоцена. Этот этап в Альтиплано отвечает этапу активнейшего вулканизма к западу вдоль всех Центральных Анд. Практически олигоцен-голоценовая история Анд является историей развития вулканических процессов в этой области. В настоящее время для некоторых районов Центральных Анд получены определения абсолютного возраста третичных вулканических пород, что позволяет проводить хотя бы общую корреляцию (Evernden et al., 1977; Kussmaul et al., 1977; Drake et al., 1976; Baker, 1977; Aguirre et al., 1974). Общая последовательность смены состава вулканических извержений следующая: для олигоцена — раннего миоцена характерен игнимбритовый состав извержений, затем в конце миоцена и плиоцен-четвертичное время он становится преимущественно андезитовым. Однако естественно, что время начала извержений, так же как и их состав, может существенно варьировать в различных сегментах Центральных Анд, на что уже обращал внимание Бейкер (Baker, 1977).

Необходимо сказать несколько слов относительно химической характеристики магматических комплексов. Этот вопрос в последние годы разбирался целым рядом исследователей (Pichler et al., 1976; Lefevre, 1973; Kussmaul et al., 1977) и т. д. Мы обратим внимание лишь на отдельные моменты химизма изверженных пород, подчеркивающие изложенную выше трактовку мезозойско-кайнозойского развития Центральных Анд. Это прежде всего касается режима островодужного развития в юрское и раннемеловое время, который после перестроек сменяется режимом активных континентальных окраин. Такая интерпретация, основанная прежде всего на сравнении характера осадконакопления и магматизма, находит некоторое подтверждение и в особенностях химизма как вулканических, так и глубинных пород. Уже достаточно давно доказана принадлежность андийских вулканитов известково-щелочной серии, однако большинство исследователей, за исключением некоторых (Ломизе, 1975), рассматривали мезозойские и палеогеновые вулканиты как породы, связанные с активной окраиной южноамериканского континента, считая стабильным, начиная с юры, положение взаимодействующих океанической и континентальной плит и приурочивая их границу к современному Перуанско-Чилийскому глубоководному желобу. На основании анализа латеральных рядов геологических комплексов кажется более правильным считать, что эта граница проходила западнее современного желоба и лишь в результате последовательных перестроек с раннего мела по конец позднего мела могла быть совмещена с современным его положением. Этот рубеж перехода от режима островных дуг к режиму активной окраины континента отразился существенным скачком в содержании K_2O . Так, при существовании одного режима величина содержания окиси калия должна увеличиваться по мере углубления зоны Беньофа.

Однако для Центральных Анд, в частности Чилийских, по которым имеется большое количество петрохимического материала, можно видеть, что содержание K_2O увеличивается от юрских к раннемеловым вулканитам (в среднем от 1,4 до 2,7%), т. е. для островодужного режима, а затем после смены режима резко падает в позднемеловых вулканитах (до 0,9%), чтобы снова закономерно возрастать до 1,7% в палеогене и до 2% для неоген-четвертичных вулканитов (средние содержания, вычисленные Ломизе, 1975). Аналогичный рубеж, но в убывающем поряд-

ке, характерен для содержаний окиси натрия. С нашей точки зрения такое поведение щелочей может отражать изменение положения зоны Беньюфа в результате перестройки.

Подчеркнем еще раз, что основной особенностью мезозойских островных дуг Центральных Анд является их развитие на коре континентального типа. Это подтверждается и существованием выходов более древнего складчатого основания и полным отсутствием вулканитов толетового ряда, характерных для начальных этапов развития островных дуг на океанической коре. Нет оснований сомневаться в том, что и краевые моря, отделявшие островные дуги от континента, также характеризовались корой континентального типа. Это также доказывается выходами более древнего основания и шельфовым характером отложений. Подобные островные дуги в определенной мере отвечают дугам первого рода, выделявшимся В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем (1960).

Южный, или Патагонский сектор Анд, характеризуется своими особыми чертами развития в мезозое и кайнозое, которые отличают его как от Северного, так и Центрального. Обращаясь к предмезозойскому положению в пределах этой области, следует отметить, что так же как и для Центральных Анд, граница континентальной и океанической коры находилась западнее и южнее (на юге) современного ее положения, ибо простирались палеозойских комплексов, выходящих местами на побережье, срезаются береговой линией.

Наиболее древние из мезозойских образований в Патагонских Андах известны на востоке складчатой зоны и представлены средне-верхнеюрскими кислыми коровыми вулканитами, в общем сходными с триасовыми вулканитами Центральных Анд, которые не имеют тесной связи с последующим развитием.

Интерпретация этого развития должна учитывать присутствие здесь между мезозойским батолитом и палеозойскими метаморфическими комплексами на западе и палеозойским основанием с мезозойско-кайнозойским чехлом на востоке протяженного пояса, местами прерывающегося, сложенного породами офиолитовой ассоциации. Разрез образований, слагающих этот комплекс, весьма сходен с установленным сейчас разрезом верхних частей океанической коры (Dalziel et al., 1974) — в нижней части залегает комплекс габброидов, местами с кумулятивной полосчатостью, который прорывается и переходит вверх в комплекс параллельных даек основного состава. Последний сменяется выше достаточно мощной толщей базальтовых пиллоу-лав, пиллоу-брекчий и туфов. Переход от комплекса параллельных даек к толще основных вулканитов сложный — вверх плотность даек и их мощность уменьшаются и промежутки между ними занимают пиллоу-лавы, иногда сами дайки приобретают в верхних частях подушечную отдельность. В базальтах, особенно в верхней части разрезов, имеются прослои глинистых пород и яшмоидов.

Вторым важным моментом для интерпретации развития является объяснение существования так называемого грауваккового комплекса. На востоке он представлен относительно маломощной (400 м) толщей черных глинистых пород шельфовых фаций, к западу же мощность его существенно увеличивается и меняется литологический состав — в основном это мощные пачки граувакк с прослоями темных глинистых и кремнистых пород. В обломочном материале преобладают андезиты и их минералы. Вблизи Тихого океана мощность этой толщи достигает 3000 м. Характер обломочного материала этой толщи заставляет предполагать существование на западе вулканической островной дуги (Brünn, 1979). Ее формирование было, видимо, синхронным с накоплением граувакковой толщи, возраст которой определяется от кимериджа до апта. Однако образований непосредственно самой вулканической дуги нигде в Патагонских Андах не отмечается, ибо западная их часть занята громадным тоналит-гранодиоритовым батолитом. Уже давно считается, что изве-

стково-щелочные плутоны являются глубинными эквивалентами разновозрастных перекрывающих их вулканических цепей. Для Южных Анд это подтверждается как петрологической характеристикой пород, так и абсолютным возрастом пород батолита, начальные стадии формирования которого датируются поздней юрой — 150 млн. лет, а заключительные — поздним мелом, т. е. 88—85 млн. лет. В связи с этим Суарес (Suarez, 1979) предположил, что над патагонским батолитом на более высоких уровнях располагалась вулканическая дуга, образования которой были впоследствии полностью эродированы.

Таким образом, схема развития Южно-Андийского сектора для поздней юры и мела (рис. 3) должна предусматривать существование вулканической островной дуги на континентальной коре на западе и континентального блока — на востоке, между которыми располагалось окраинное море с корой океанического и частично континентального типа, заполнявшееся продуктами извержений и разрушения островной дуги.

Перестройка и связанное с ней закрытие окраинного бассейна начинается в постаптское время и заканчивается в конце коньяка.

Дальнейшее развитие Южных Анд также отличается от характера развития Центральных Анд. К востоку от созданного в результате складчатости начала позднего мела горного сооружения на месте островной дуги и окраинного моря возникает предгорный прогиб, заполнявшийся сначала морскими, а затем континентальными молассами. К западу от этого сооружения располагались океанические пространства. В результате перестройки прежняя сейсмофокальная зона, сопровождавшая глубоководный желоб, видимо, отмерла и произошло образование новой, значительно менее активной и пологой, а желоб постепенно заполнялся осадками (Sholl, 1970). Ни в палеогене, ни в неогене в рассматриваемой области не отмечалось проявлений вулканизма. По всей вероятности, зона Беньофа, падавшая под континент, была пологой и не достигала глубин, достаточных для начала вулканических процессов. Однако с течением времени определенные глубины были достигнуты, в связи с чем происходит формирование малых интрузий в неогене, которые являются единственными представителями магматических пород активной окраины континента в этой области.

Карибские Анды по характеру строения существенно отличаются от Северных и Центральных Анд, что отмечалось многими исследователями (Donnelli, 1972; Bellizzia, 1972, 1973). Прежде всего отмечалась «альпийность» их строения с широким развитием надвигов, шарьяжей, олистостром и альпийотипных гипербазитов. Естественно, все эти особенности определялись типом мезозойско-кайнозойского развития этой области.

Уже говорилось, что предмезозойское или скорее предъюрское положение границы континента и субокеанических впадин Карибского бассейна остается неясным. Известно лишь, что наиболее древний метаморфический комплекс в Карибских хребтах Венесуэлы датирован в 425 млн. лет (возможно, справедливы и более древние цифры — 684 млн. лет). Выше этих образований располагается верхнеюрско-нижнемеловой комплекс метаморфических сланцев, проблема соотношения которых с основанием пока однозначно не решена. Они могут располагаться как автохтонно, так и аллохтонно. Недавно выдвинутые соображения об аллохтонности Карибских хребтов в целом (Bellizzia, 1973) еще более осложняют решение этого вопроса.

Как бы то ни было наиболее древние мезозойские образования Карибских хребтов представляли собой преимущественно глинистые отложения шельфа и континентального склона. Вероятнее всего, эти образования соответствовали южной части внутреннего моря, в северной половине которого в раннем мелу развивалась островная дуга на океанической коре (дуга Подветренных Антилл) (рис. 3). Это доказывается не

только ее положением на границе с Венесуэльской глубокоководной впадиной с корой субокеанического типа и отсутствием там древнего основания, но и химизмом вулканических пород. М. Сантамария и Г. Шубер выделяют здесь два комплекса — один более древний — с абсолютным возрастом 114—130 млн. лет, представленный породами толеитового ряда, второй — с абсолютным возрастом 64 млн. лет и моложе — с породами известково-щелочного ряда (в ст. Bellizia, 1972).

Весьма важно в интерпретации развития Карибских Анд объяснение происхождения так называемого блока Вилья-де-Кура. Этот блок протяженностью около 350 км при ширине до 40—50 км сложен метаморфизованными вулканическими породами, которые отсутствуют во всех других разрезах Карибских Анд. По составу среди них преобладают основные породы — пиллоу-базальты, спилиты, кератофиры, редко туфы. В поле развития этих пород известно несколько небольших ультраосновных массивов с зональным строением. Последние, согласно детально изучавшей их С. Мюррей (Murray, 1973), являются типичными кумулятивными образованиями, комагматичными с вулканическим комплексом, в котором они располагаются. Как характер вулканических пород группы Вилья-де-Кура, так и присутствие кумулятивных гипербазитов могут свидетельствовать, что блок Вилья-де-Кура сформировался в условиях ранних этапов развития островной дуги. Поскольку этот блок большинством исследователей считается аллохтонным, естественно сопоставить его с образованиями островной дуги, формировавшейся в раннем мелу к северу от побережья Южной Америки. Верхний возрастной предел пород группы Вилья-де-Кура определяется как низы верхнего мела. Таким образом, имеются все основания провести такое сопоставление. Петрологическое, химическое и возрастное сходство этих образований позволяет предполагать, что блок Вилья-де-Кура является частью островодужной системы, располагавшейся на севере. Перемещение этого блока, более или менее уверенно датированное поздним мелом (Bellizzia, 1973), связано с крупной перестройкой, вызвавшей отрицание вулканической дуги на севере (ранний кампан), появление большого числа тел альпинотипных гипербазитов и широкое движение покровов к югу (рис. 4). На это же указывает и формирование олистостромовых толщ (поздний мел — палеоцен), окаймляющих с юга и запада Карибские Анды.

Данные о существовании вулканической островной дуги, сопровождаемой с внешней стороны желобом, подтверждаются результатами морского бурения в так называемом Южно-Карибском бассейне (севернее Подветренных Антилл). Мощность осадков там составляет от 2 до 5 км, на поднятии Кюрасао — 14 км. Нижняя часть осадочной колонны представлена турон-верхнекампанскими глубокоководными осадками — пелагическими илами, турбидитами и т. д. Строение этой толщи характеризуется многочисленными пологими срывами. Эти отложения являются, видимо, деформированными осадками глубокоководного желоба, сопровождавшего островную дугу (Case, 1974).

Интересная особенность упомянутой крупной позднемеловой перестройки — появление небольших массивов палингенных гранитов и гранито-гнейсовых куполов (граниты Гуаремаль), происхождение которых изучалось достаточно подробно (Urbani, 1972). Скорее всего они обязаны своим появлением мобилизации сиалического субстрата на глубине, как это характерно для тыловых частей зон обдукции (Зоненшайн и др., 1976).

Перед фронтом надвигавшихся с севера пластин формируется узкий глубокий бассейн, продолжавший заполняться в палеоцене и эоцене осадками типа флиша, дикого флиша и олистостромами, причем часто олистостромы представлены породами, которые нигде в современных разрезах Карибских Анд не встречаются, что может свидетельствовать

лишь о том, что эти образования погребены под аллохтонными пластинами. Положение активных сейсмофокальных зон установить для этого времени очень трудно, поскольку никаких магматических образований этого возраста в Карибских Андах не известно. Вероятно, существовавшие зоны не проникали здесь на достаточную глубину.

Новая перестройка, отмечаемая по интенсивной складчатости, происходит в позднем эоцене. С ней связан окончательный подъем Карибских хребтов и дальнейшее надвижение значительных масс к югу.

* * *

В заключение сформулируем принципиальные моменты в мезозойско-кайнозойском развитии выделяемых секторов Андийского пояса.

1. Северный сектор Анд в мезозое и кайнозое характеризовался приращением континентальной коры за счет океанической. В результате перестроек в конце мела — палеогене и в конце миоцена происходит последовательное перемещение сейсмофокальной зоны все в более западные районы океана.

2. Центральный сектор Анд развивался в мезозое и кайнозое на континентальной коре, граница которой с океаном проходила вдоль гирлянды островных дуг. Разновременная на отдельных участках перестройка, начавшаяся в раннем мелу, закончилась с возникновением новой сейсмофокальной зоны, совпадающей с современным глубоководным желобом, которая определила последующее окраинно-континентальное развитие Центральных Анд.

3. Мезозойское развитие южного сектора Анд характеризовалось присутствием островной дуги на континентальной коре на западе и стабильного континентального блока на востоке, между которыми располагался бассейн окраинного моря с океанической и местами субконтинентальной корой. Перестройка конца мела привела к закрытию этого бассейна и становлению в кайнозое режима активной окраины, но без мощного вулканизма, как в Центральных Андах, что свидетельствует, видимо, о слабом наклоне сейсмофокальной зоны.

4. Развитие Карибских Анд определялось наличием на севере в области Подветренных Антилл юрско-меловой островной дуги на океанической коре, отделенной от континента краевым морем. В конце позднего мела — начале палеогена происходит отмирание вулканической дуги и частичное закрытие бассейна краевого моря, сопровождавшееся скучиванием и надвижением островодужных и частично океанических комплексов на образования континентального шельфа. В дальнейшем область Карибских Анд претерпевала лишь слабые изменения, связанные с короблением верхних горизонтов коры и вертикальными подвижками.

Литература

- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — Сов. геология, 1960, № 10.
- Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 2.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. «Наука», 1975.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Ломизе М. Г. Вулканический пояс Калипуи (Анды). — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Силлитое Р. Модель тектоники плит в применении к процессу образования месторождений медно-порфировых руд. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1975.

- Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования, № 1, 2. М., «Советское радио», 1975.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америки, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Хаин В. Е., Кац Я. Г., Чехович В. Д., Онуфриук Т. П. О тектоническом районировании Латинской Америки.— Изв. вузов. Геол. и разведка, № 12, 1976.
- Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Волкова Л. Н. О некоторых особенностях мезозойских и кайнозойских структур Южных и Центральных Анд.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12.
- Aguirre L., Charrier R., Davidson J., Mpodozis A., Rivano S., Thiele R., Tidy E., Vergara M. and Vicente J.-C. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30–35°) of Southern Andes.— Pacific Geol., 1974, No. 8.
- Aubouin J. Presentation de la Cordillere des Andes.— Rev. geographie physique et geologie dynamique, 1973, v. XV, Fasc. 1–2, dixieme serie.
- Audebaud E. A propos d'une zone de haute conductivitee electrique: differences geologiques et geophysiques entre le Nord et le Sud des Andes Peruvienes.— C. R. Acad. Sci., 1973, 29, oct., t. 277, ser. D.
- Audebaud E. Coupe geologique des Andes du Sud du Perou de l'Océan Pacifique au Bouclier Brasilien.— Geol. Rundschau, 1976, B. 65, No. 1.
- Baker M. C. Geochronology of upper tertiary volcanic activity in Andes of Northern Chile.— Geol. Rundschau, 1977, B. 66, No. 2.
- Bellido B. E. Aspectos generales de la Metalogenia del Peru, Inst. Nac. Geol. Lima, 1972.
- Bellizzia C. M. Interpretacion tectonica de la parte Norte de America del Sur.— Mem. 4 congr. Venezolano, t. IV, Bol. geologia, Caracas, 1972, No. 5.
- Bellizzia A. Rocas precamblicas en el Sistema Montanoso del Caribe. II Congreso Latinoamericano de geologia, Caracas, Venezuela, 1973.
- Bruhn R. L. Rock structures formed during bak-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego.— Bull. Geol. Soc. America, 1979, v. 90, No. 11.
- Bürgl H. El «Jura-triasico» de Colombia.— Bol. geol. Serv. geol. nac., 1964, v. 12, No. 1–3.
- Butterlin I. Contribution à la connaissance du paléogene marin du Nord-Ouest de la Colombie, basée sur les Macroforaminiferes.— Eclog. geol. Helv., 1971, v. 64/1.
- Campbell C. I. Colombian Andes — Mesozoic-cenozoic orogenic Belts.— Geological Soc. Spec. Public. No. 4, 1974.
- Case I. E., Barners I., Paris G., Gonzales K., Vina A. Trans-Andean geophysical profile. Southern Colombia.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 34.
- Case I. E., Duran L. G., Lopez A., Moore W. R. Tectonic investigation in Western Colombia and Eastern Panama.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82.
- Case J. Major Basins Along the Continental Margin of Northern South America.— In: Geol. Contin. Marg., 1974.
- Cecioni G. O., Floreal Garcia A. Stratigraphy of Coastal Range in Tarapaca province, Chile.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1970, v. 44, No. 10.
- Chong G. D. El sistema jurasico en la Cordillera de Domeyko (Chile) entre los 24°30' y 25°30' de latitud sur. Mem. congr. Latinoamericano de geol.— Bol. geologia, 1976, No. 7, Caracas.
- Chotin P. Presentation de la chaine Andine à la latitude de Concepcion (Chile).— Ann. Soc. Geol. Nord., 1971, v. XCI, No. 1.
- Clark A. H., Farrar K., Caelles I. C. Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the Central Andes: a progress report.— Geol. Assoc. Canada, spec. paper, 1976, No. 14.
- Cobbing E. I., Pitcher W. S., Taylor W. P. Segments and superunits in the coastal batholith of Peru.— J. Geol., 1977, v. 85, No. 5.
- Dalziel L. W., Wit M. J. and Palmer K. F. Fossil marginal basin in the Southern Andes.— Nature, 1974, v. 250, No. 5464.
- Donnelly T. V. Geologia del Caribe y su relacion con la historia tectonica del Venezuela.— Mem. 4 congr. geol. Venezolano, t. IV, Bol. geologia, 1972, No. 5.
- Drake R. E., Curtis G. and Vergara M. Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes — latitude 33° S.— J. Volcanol. and Geotherm. research., 1976, No. 1.
- Duque Caro H. Caracteristicas estratigraficas y sedimentarias del Terciario Marino de Colombia.— Mem. seg. congr. Latinoamer. de geol. t. II, Bol. geologia, Caracas, 1976, No. 7.
- Evernden J. F., Kriz S. J., Cherroni C. Potassium-Argon age of some Bolivian rocks.— Econ. Geology, 1977, v. 72.
- Faucher B. and Savoat E. Esquisse geologique des Andes de l'Equateru.— Rev. géogr. Phys. et géol. Dyn., 1973, v. XV, f. 1–2, Paris.
- Galli C. O. Estratigrafia de la cubierta sedimentario supraofiolitica cretacica de Costa Rica.— Cienc. Tecn., 1977, 1(1).
- Galli C. O. Edad de emplazamiento y periodo de Acumulacion de la ofiolita de Costa Rica.— Cienc. Tecn., 1977, 1(1).
- Goldsmith R., Marvin R. and Mehner H. Radiometric ages in the Santander massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 750-D, 1971.

- Goossens P. J.* Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84.
- Henderson W. E.* Cretaceous to Eocene arc activity in the Andes of Ecuador.—J. Geol. Soc. London, 1979, v. 136, pt. 8.
- Julivert M.* Les traits structuraux et l'évolution des Andes Colombiennes. Rev. geogr. Phys. et Géol. Dyn., 1973, v. XV, f. 1—2, Paris.
- Kussmaul S., Hörmann P. K., Ploskonka E. and Subieta T.* Volcanism and structure of South western Bolivia.—J. Volcanol. and Geotherm. research, 1977, v. 2, No. 1.
- Léfévre C.* Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le Sud de Pérou.—Contr. Mineral. and Petrol., 1973, v. 41, No. 3.
- Levi B., Mechech S., Munizaga F.* Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos. Chile-Inst. Geol. Bol., No. 12, 1963.
- Murray C. G.* Estudios petrológicos de complejos ultramáficos zonados en Venezuela y Alaska.—Bol. Geol., v. XII, No. 22, 1973.
- Pichler H., Stribane F. R. and Weyl R.* Basischer Magmatismus und Krustenbau im südlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador.—Neues Jahrb. Geol. und Paleontol. Monatsch., 1974, B. 8, H. 2.
- Scholl D. W.* Peru-Chile trench sediments and Sea floor spreading.—Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 5.
- Sillitoe R. H.* Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny.—Nature, 1974, v. 250, No. 5467.
- Steinmann G.* Geologie von Peru. Heidelberg, 1929.
- Suarez M. A.* Late Mesozoic island arc in the Southern Andes, Chile.—Geol. Mag., 1979, v. 116, No. 3.
- Thomas A. N.* Cuadrangulos Iquique y Caleta Molle, prov. Tarapaca. Carta geol. de Chile.—Inst. Invest. Geol., No. 21 i 22, 1970.
- Tschanz G., Marvin V., Cruz I., Mohnert P., Cebula E.* Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia.—Bull. Geol. Soc., America, v. 85, No. 2, 1974.
- Urbani F. P.* Geología del granito de Guaremal y rocas asociadas, estado Carabobo.—Mem. 4 congr. geol. Venezolano, t. IV. Bol. geología, 1972, No. 5.

Институт литосферы
АН СССР

Статья поступила
3 декабря 1979 г.

УДК 551.242.21 (265)

Ц. ШИКИ, Ю. МИСАВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ТЕКТНИКА ВНУТРЕННИХ СКЛОНОВ НАНКАЙСКОГО ТРОГА И ЯПОНСКОГО ЖЕЛОБА

Под фронтальной зоной дуги Японских островов может быть прослежен четкий непрерывный отражающий горизонт от поверхности океанического фундамента до основания «аккреционной призмы». Согласно данным последних исследований, этот горизонт не может быть верхней границей опускающейся вследствие субдукции океанской плиты; очевидно, он является верхней поверхностью океанического фундамента или слоя кремнистых пород, которые перекрываются осадочными породами аккреционной призмы.

Тектоническое влияние зоны Вадати — Беньофа выражается в образовании надвигов, которые секут границу между океаническим фундаментом и перекрывающими осадками. Эти надвиги простираются в «аккреционную призму». Крупные землетрясения, происходящие на промежуточной глубине, под континентальным склоном, являются прямым свидетельством перемещения вдоль этих надвигов.

Кислая и основная магмы интродуцируют в «аккреционную призму» вдоль плоскостей некоторых надвигов или нормальных сбросов, образованных в результате надвигов. Иногда эти магмы выносят ксенолиты пород континентальной и океанической коры. Наглядные примеры выхода этих «преддуговых интрузивных пород» можно найти не только во фронтальной части дуги Японских островов, но также в пермско-триасовых структурных поясах островов.

Модель, излагаемая в этой работе, статична. Однако естественное развитие идет неравномерно. Размеры и состав частей призм варьируют в зависимости от размеров обнаженной суши, которая является источником сноса, ее топографии и климата. Сравнительное детальное изучение осадочных пород и структур призм, а также точное определение эпицентров землетрясений должны стать важной проблемой, которая требует совместных исследований на международном уровне.

1. ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что Японская островная дуга, которую обычно называют дугой Хонсю, является самой большой и зрелой дугой на земном шаре. В генетическом отношении она делится на две части — дуга Тохоку и Японская юго-восточная дуга (рис. 1). Первая представляет собой типичную островную дугу с характерной структурой глубоководного желоба (Японский желоб), с гравитационным минимумом внутри желоба, с очагами землетрясений вдоль падающей зоны Вадати — Беньофа и с осадочной и вулканической дугами над зоной Вадати — Беньофа. Тогда как вторая — Японская юго-восточная дуга — не является типичной дугой, поскольку у нее отсутствуют некоторые черты, присущие островным дугам, такие, как современный вулканизм и глубоководный желоб. Однако Нанкайский трог, как подчеркивает М. Хошино (Hoshino, 1963), может по существу считаться желобом.

Многочисленные исследования строения и тектоники дуги Хонсю и ее фронтальной зоны были проведены в течение последних 10 лет. Большую роль в этих исследованиях явно сыграла общая концепция субдукции в соответствии с гипотезой «тектоники плит». Но остается ряд фундаментальных проблем, которые требуют дальнейшего изучения.

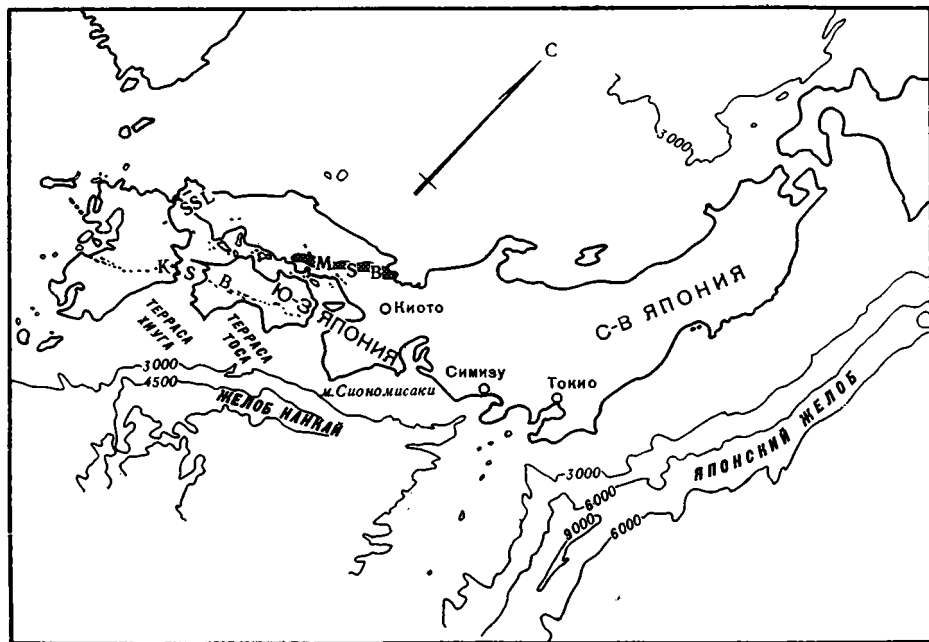


Рис. 1. Карта района. MSB : структурный пояс Майзуру, SSL : структурная линия Суэтакегава, KSB : структурный пояс Куросегава

Концепция субдукции в своей основе обширна и носит глобальный характер. В модели субдукции такого масштаба осадки и осадочные тела могут не приниматься во внимание. Однако структура фронтальной зоны дуги, в том числе область склона желоба, должны быть изучены более детально.

В настоящей статье авторы пытаются проанализировать эти проблемы и представить новую модель структуры фронтальной зоны дуги Японских островов, в частности той части, которая находится под внутренними склонами Нанкайского трога и Японского желоба.

II. «АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА» И АКУСТИЧЕСКИЙ ОТРАЖАЮЩИЙ ГОРИЗОНТ

Седиментационные структуры фронтальной зоны дуги Японских островов напоминают отчасти структуры других областей, расположенных на периферии Тихого океана. Развитие так называемых аккреционных призм представляется одной из характерных черт региона.

Подобно модели, представленной Д. Сили и др. (Seely et al., 1975) для структуры Среднеамериканской фронтально-дуговой области, призм фронтальной зоны Японских островов образуют пластины или чешуи, разделенные многочисленными надвигами, и имеют, таким образом, чешуйчатую структуру. Результаты глубоководного бурения (The Shipboard Scientific Party, 1975) и данные, полученные при помощи пневмоакустических пушек, свидетельствуют, однако, о том, что большинство осадков аккреционных призм нижнего континентального склона юго-западной Японии сложены терригенным и гемитерригенным материалом. В этом случае, как предлагают Т. Шики и Ю. Мисава (Shiki, Misawa, 1979), призму следует называть «реаккреционной призмой»¹ или нарушенной и перестроенной призмой».

¹ О «реаккреционной призме» будет упоминаться в следующем разделе.

Вторая серьезная проблема фронтально-дуговой структуры — это проблема точной структурной привязки отражающего горизонта под «аккреционной призмой»². Эта плоскость может быть прослежена от поверхности акустического основания под океанским дном и до дна «аккреционной призмы» под нижним континентальным склоном дуги Хонсю. По мнению некоторых исследователей, эта плоскость является верхней границей опускающейся океанской плиты. Таким образом, эту плоскость считали плоскостью надвига, которая соединялась на большой глубине с зоной Вадати — Беньофа (Wadati, 1935; Benioff, 1954). Однако последние исследования показали, что она не может быть плоскостью надвига.

Как показано на рис. 2, а, акустическое основание под котловиной Сикоку и Нанкайским трогом (Японский юго-западный желоб) не плоское. И такая неровность поверхности, по-видимому, продолжается на некоторое расстояние в глубь внутреннего склона в направлении от Нанкайского трога, как и считают Т. Шики и Ю. Мисава (Shiki, Misawa, 1979).

Данные, полученные при исследованиях пневмоакустической пушкой, подтверждают это (рис. 2, б, в). Действительно, такая неровная поверхность не может рассматриваться как плоскость надвига. На профиле сейсмопрофилирования через Японский желоб, полученном Р. Бекком и другими (Back, Lehner, 1975) методом многократного отражения, отражающий горизонт рисуется плоским. Поэтому его можно рассматривать не только как поверхность 2-го слоя (базальтового или кремнистого), но также и как плоскость скольжения между океанической плитой и континентальной плитой. Однако позднейшие исследования показали, что плоскость отражения рассечена надвигами, как указано на рис. 3, приведенном в отчете по рейсу 56 Программы глубоководного бурения (Scientists Aboard Glomar Challenger, Leg, 56, 1978).

Эти надвиги распространяются внутрь «аккреционных призм»³, некоторые из них направлены к поверхности морского дна и образуют в призмах чешуйчатую структуру. С другой стороны, многие из них соединяются в единую структуру на большой глубине под отражающим горизонтом, как показал это Р. Фон Хюен (Von Huene, 1978) на примере преддуговой зоны Алеутских островов.

Короче говоря, непрерывный отражающий горизонт, который прослеживается к основанию «реаккреционной призмы», не может быть плоскостью скольжения между океанической плитой и континентальной плитой. Он является, видимо, древним кремнистым слоем или верхним слоем древнего океанического основания, которое сечется другими надвигами, распространяющимися в глубь «аккреционной призмы».

III. НАДВИГИ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Долгое время считали, что зона Вадати — Беньофа простирается вдоль верхней поверхности океанской литосферы и обнажается на дне желоба. Однако результаты последних исследований не подтверждают общепринятую концепцию.

Например, С. Сузуки и Г. Окада (Suzuki, Okada, 1977), проводившие исследования сейсмичности в северо-восточной части Японии, пришли к заключению, что плоскость надвига не достигает оси желоба, а простирается в глубь континентальной коры⁴ и появляется в середине континентального склона. Такое же распределение очагов землетрясе-

² «Аккреционная призма» в широком смысле слова включает понятие «реаккреционной призмы».

³ Новые и старые «аккреционные призмы» на плоскости отражения.

⁴ Возможны землетрясения другого рода, которые являются результатом нормальных сбросов, о чем пойдет речь в следующем разделе.

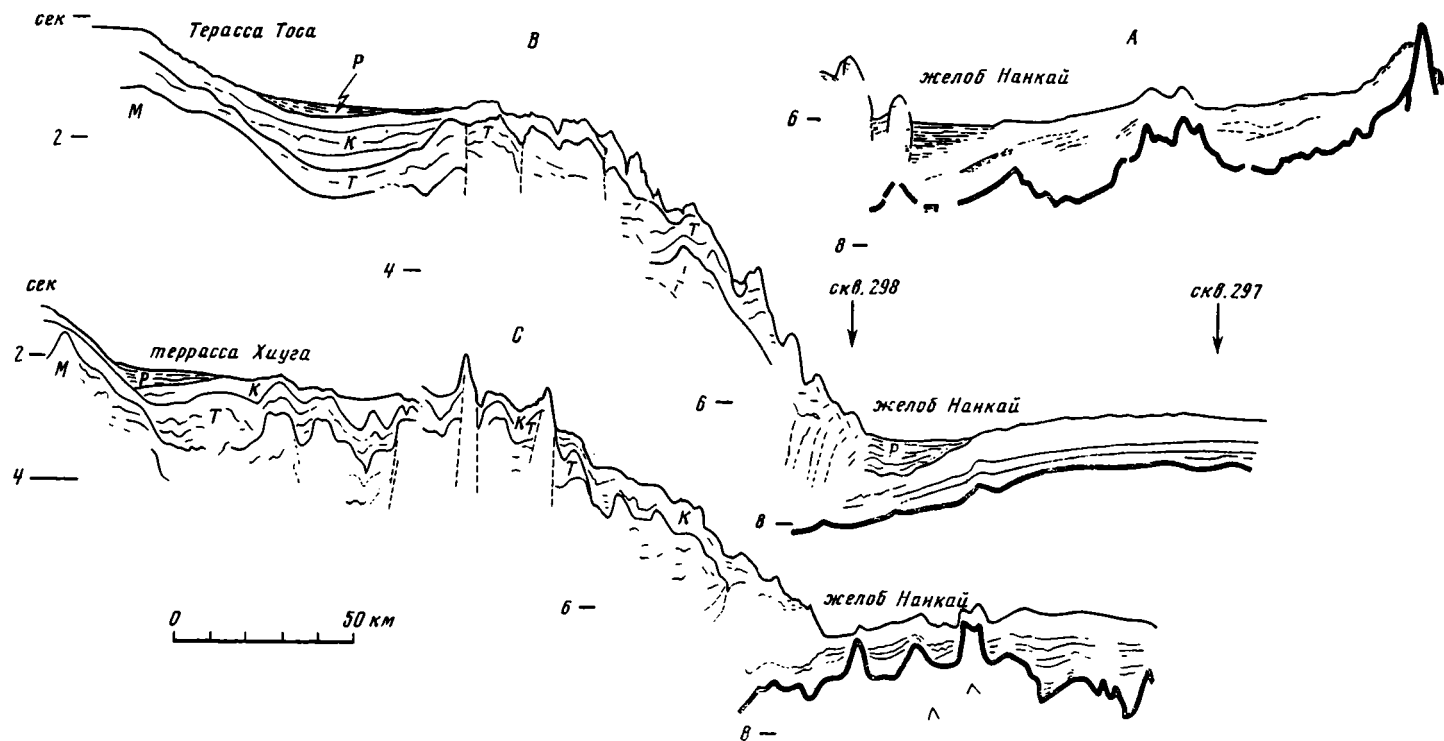


Рис. 2. Сейсмический профиль, полученный методом отраженных волн через Нанкайский трог
 А — через центральную часть Нанкайского трога; В — от Кохи через террасу Тоса и скважины 297 и 298 (Okuda et al., 1976; Inoue, 1978); Р, К, Т, М — формация Р, формация К, формация Т, формация М соответственно

ний можно видеть на рис. А. Такаги и др. (Takagi et al., 1977) и А. Хасегава и др. (Hasegawa et al., 1978).

Землетрясения наблюдаются также вдоль верхней поверхности литосферы непосредственно под желобом. Однако, как показал Т. Йошин (Yoshii, 1979), их природа отлична от природы землетрясений промежуточной глубины (30—60 км), зарегистрированных под континентальным склоном. Именно последние связаны с полем напряжений, которое приводит к образованию надвигов. Вполне возможно, что плоскость разлома, зависящая от распределения очагов землетрясения, является надвигом, описанным в предыдущей главе, который сечет «отражающий горизонт» и простирается в глубь «аккреционной призмы».

Разлом, видимо, распространяется также и на большую глубину. Таким образом, активность разлома в «аккреционной призме» может рассматриваться как приповерхностное расширение или выражение активности зоны Вадати — Беньофа, наблюдаемой в глобальном масштабе.

IV. ПРЕДДУГОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В ходе рейса 57 Проекта глубоководного бурения на структурном поднятии склона Японского желоба на значительном расстоянии от вулканического фронта северо-восточной части Японии были обнаружены дациты и другие изверженные породы (Fujioka, Nasu, 1978; Nasu et al., 1978; Scientists Aboard Glomar Challenger, Leg 57, 1978). Для ряда геологов эти находки явились неожиданностью и были выдвинуты различные объяснения присутствия этих пород. Но что касается юго-западной части Японии, то различные изверженные породы, такие, как базальты, диабазы, габбро, гранофиры, кварцевые порфиры и т. д., встречаются только на окраине о. Хонсю — мысы Синомисаки и Муротомисаки (Yoshizawa, 1954_{1,2}; Yajima, 1972_{1,2}; Miyake, 1978) и на структурном поднятии у о. Сикоку (Niino, 1935).

Возможно, изверженные породы, от кислых до основных, проникли в наиболее ослабленные плоскости, образовавшиеся в результате движений по крупным надвигам, о чем говорилось выше, или, что более вероятно, такие надвиги обусловили образование нормальных сбросов⁵. Оседание миоценовой котловины — тектоническое явление, которое произошло вследствие образования нормального сброса, как полагают Ю. Мияке и К. Хисатоми (Miyake, Hisatomi, 1978).

Наглядные примеры такого рода вулканических пород (преддуговые вулканические породы⁶) можно найти не только в современной преддуговой области Японских островов, но также в пермском и триасовом структурных поясах, например в структурном поясе Куросегава (Ichikawa et al., 1956) (рис. 3), структурном поясе Майзуру (Matsushita, 1949; Nakazawa, 1958). Состав пород в этих поясах еще более сложный, чем состав пород более молодых преддуговых областей, о которых говорилось ранее. Такие породы, как трондьемиты, адамеллиты, кварцевые диориты, гранофиры, габбро, диабазы, ассоциируются в этом поясе с метаморфическими породами — амфиболитами и амфиболовыми сланцами, и силурийскими осадочными породами и т. д. (Nada, et al., 1979; Igi, 1973; Igi et al., 1979; Yamashita, 1979, etc.). Примечательно, что кислые вулканические породы этих поясов по своему химическому составу полуокеанические — они богаты Na и имеют высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Ishizaka, Yanagi, 1975).

⁵ Т. Носава (Nozawa, 1975) предположил существование структурной зоны в этом месте и назвал ее линией «Синомисаки — Осуми». Недавно Ю. Мияке (Miyake, 1978) говорил о структурном поясе «зоне разломов Синомисаки».

⁶ В нашей предыдущей работе (Shiki, Misawa, 1979) мы называли их «вулканическими породами континентального склона». Но нынешний термин представляется более удачным.

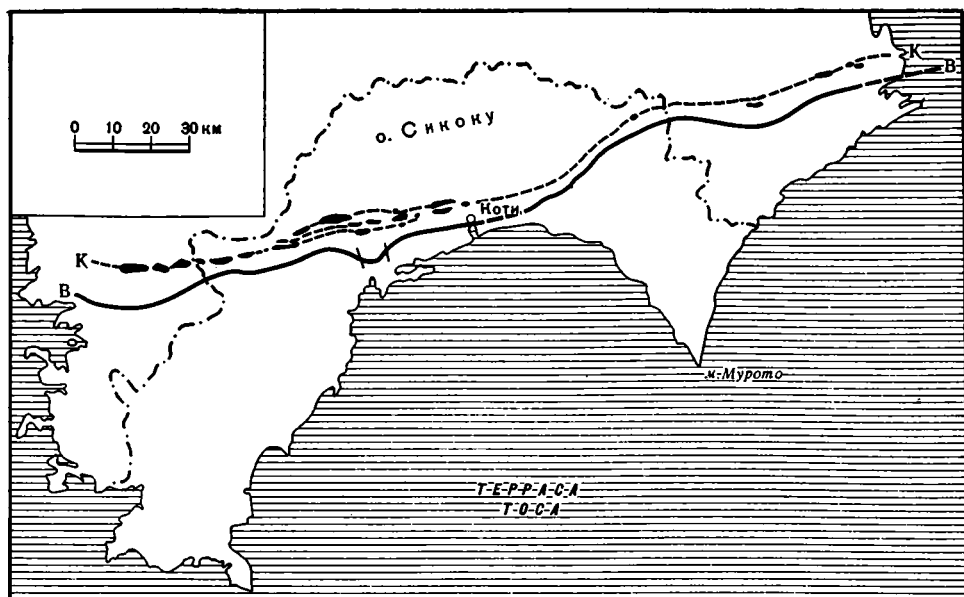


Рис. 3. Распространение линзообразных тел, характерных для структурного пояса Куросегава на Сикоку. Размер «линз» увеличен. К—К — структурный пояс Куросегава; В—В — тектоническая линия Буцузо

Другой характерной особенностью многих из описываемых кислых пород являются их протокластические текстуры⁷. Нет необходимости говорить, что состояние стрессового поля влияет на текстуру пород, интрузирующих в разломы. Образование протокластической текстуры может быть следствием стрессовых напряжений, которым подвергались породы во время внедрения. Хотя интрузия при нормальном разломе может и не привести к образованию кластической текстуры.

В настоящей работе мы не можем подробно останавливаться на обширном и интересном материале об этих породах и о структуре поясов, полученном японскими геологами. Однако следует упомянуть хотя бы то, что возраст некоторых из этих пород датируется в пределах от перми до триаса, а возраст других — более 400 млн. лет (Ishizaka, 1974; Nishimura et al., 1976; Y. Nishimura, 1979; Nohda, 1974, и др.). Некоторые геологи утверждают даже, что имел место анатексис, или омоложение, досилурийских и докембрийских пород (Tomita, 1954; Noda, 1961; Matsumoto et al., 1962; Kano et al., 1961).

Все эти особенности строения пород поясов, которые описаны выше, так же как и геологическое окружение поясов, чего мы не касались, свидетельствуют о том, что они образовались на большой глубине между континентальной и океанической корой. Возможно, синтектоническая интрузия прошла через разлом, разделяющий эти два типа коры, выводя на поверхность ксенолиты океанической и континентальной коры.

Мы не считаем, что геологическое окружение этих пород в пермских и триасовых структурных поясах имеет полное сходство с геологическим окружением более молодых преддуговых вулканических пород. Однако определенное сходство природы этих пород — сложность их состава и местонахождение вдоль разломов или структурных поясов — предполагает сходство геологического положения этих пород разных возрастов.

⁷ Кислые породы, как правило, моложе большинства основных пород.

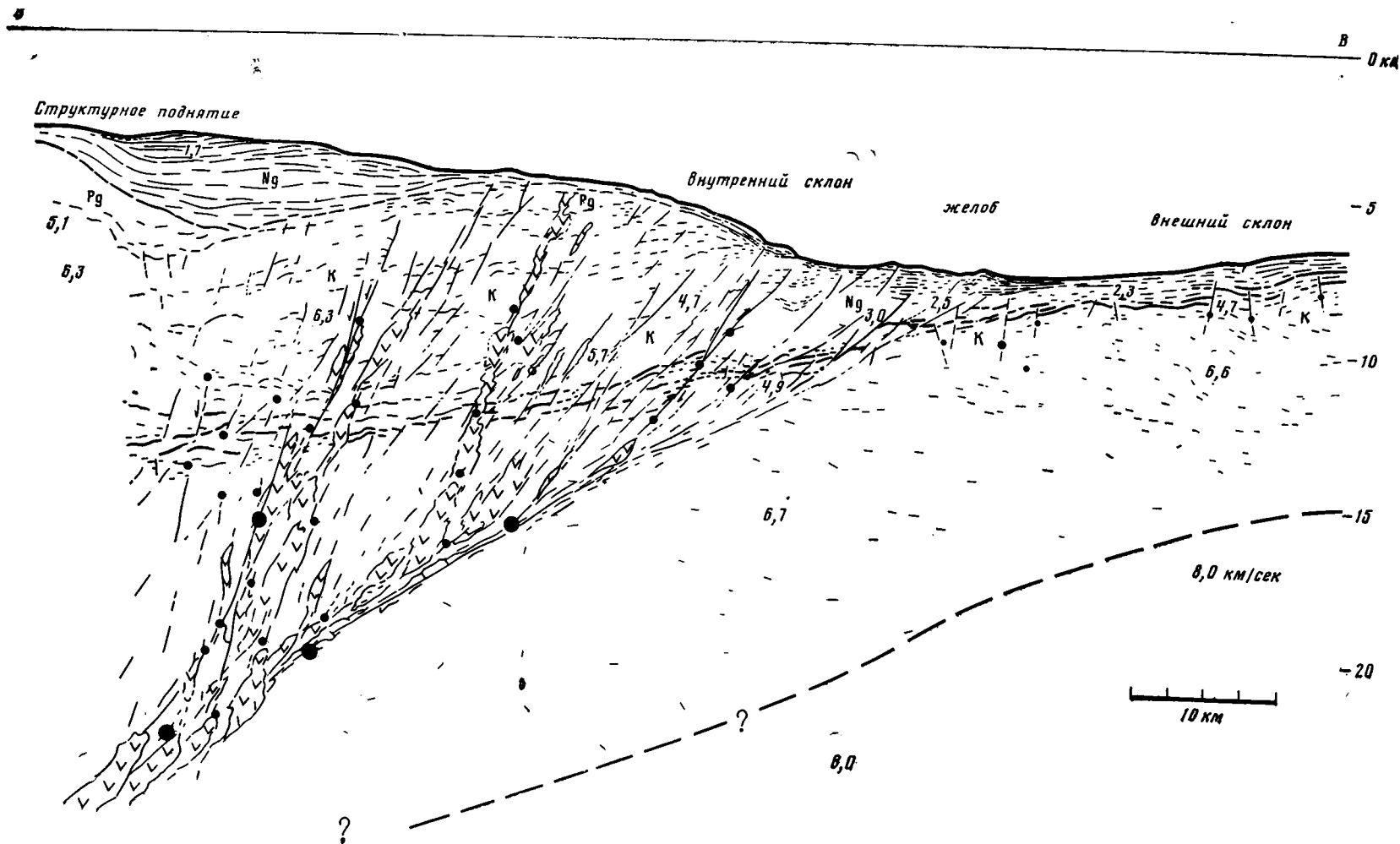


Рис. 4. Схематический структурный профиль через Японский желоб и нижнюю часть континентального склона, северная часть северо-востока Японии. Показан четкий непрерывный отражающий горизонт (жирная линия) под желобом и континентальным склоном, аккреционная призма, нижний склон осадочных бассейнов, преддуговые вулканические породы различных возрастов и поверхность Мохо. Измененный вариант работы Т. Шики и Ю. Мисава (Shiki, Misawa, 1979). Составлен по данным работ Beck et al. (1975), Hasegawa et al. (1978), Honza (1977), Honza et al. (1977), Ishiwada (1974), Ludwig et al. (1966), Nasu et al. (1978, 1979), Scientists Aboard Glomar Challenger, Leg 56 (1978), Scientists Aboard Glomar Challenger, Leg 57 (1978), Suzuki, Okada (1977), Takagi et al. (1977), Wadati (1935), Yoshii (1979).

Ng — неоген, Pg — палеоген, K — мел, точками показаны очаги землетрясений

Теперь мы можем с полным основанием сказать, что преддуговые магматические породы свидетельствуют о магматизме, происходящем на большой глубине вдоль границы между континентальной и океанической литосферой, и они представляют собой синтетектоническую интрузию в кору вдоль надвигов или нормальных сбросов. Магма может иметь высокую или низкую температуру и иногда быть полужидкой. Она может интродуцировать в аккреционную призму. Однако разломы (или зоны дробления) между крупными геологическими телами, например между новой и старой аккреционными призмами, а наиболее вероятно, между аккреционной призмой и древним континентальным основанием, могут быть главными путями внедрения восходящей магмы.

V. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Из вышеприведенных фактов и соображений мы можем вывести новую модель структуры фронтальной зоны дуги Японских островов, как предполагают Т. Шики (Shiki, 1975) и Т. Шики и Ю. Мисава (Shiki, Misawa, 1979) (рис. 4 и 5).

Отражающий горизонт, который прослеживается от поверхности океанического основания в океане до основания «аккреционной призмы», является, надо полагать, верхней поверхностью океанического основания или кремнистым слоем. Он похож на стратиграфический контакт, согласный или несогласный, но не на плоскость скольжения. Тектоническое влияние относительного движения континентальной и океанической литосферы, т. е. влияние активности зоны Вадати — Бенюфа приводит к образованию надвигов, которые секут стратиграфический контакт между вышележащими осадками и океаническим основанием (или кремнистым слоем). Промежуточные землетрясения, происходящие под континентальным склоном, являются прямым свидетельством перемещения по разломам (перемещения вдоль надвигов и нормальных сбросов, образованных надвигами). Кислая и основная магмы поднимаются из глубины и интродуцируют в зоны дробления и иногда выносят на поверхность ксенолиты континентальной и океанической коры.

Модель и концепция, описанные выше, явились результатом многочисленных исследований, проводимых многими учеными, в том числе во время рейсов 31, 56 и 57 Проекта глубоководного бурения (Nonza et al., 1977; Karig, Sharman, 1975; Misawa, 1976; Nasu et al., 1979; Scientists Aboard Glomar Challenger, Leg 57, 1978; The Scientific Staff Leg 31, 1973, и др.), а также петрологических и седиментационных исследований на суше (Harata et al., 1979; Kishu Shimanto Research Group, 1975; Maruyama, 1978; Sakai, 1978, и др.) в районе Японских островов. Однако следует отметить, что наша модель очень обща, а естественное развитие в целом не всегда идет равномерно. Размер и составные части «аккреционной призмы» и «реаккреционной призмы» могут изменяться. Другими словами, развитие призмы зависит не только от скорости «субдукции» океанической плиты, которая транспортирует океанические осадки,

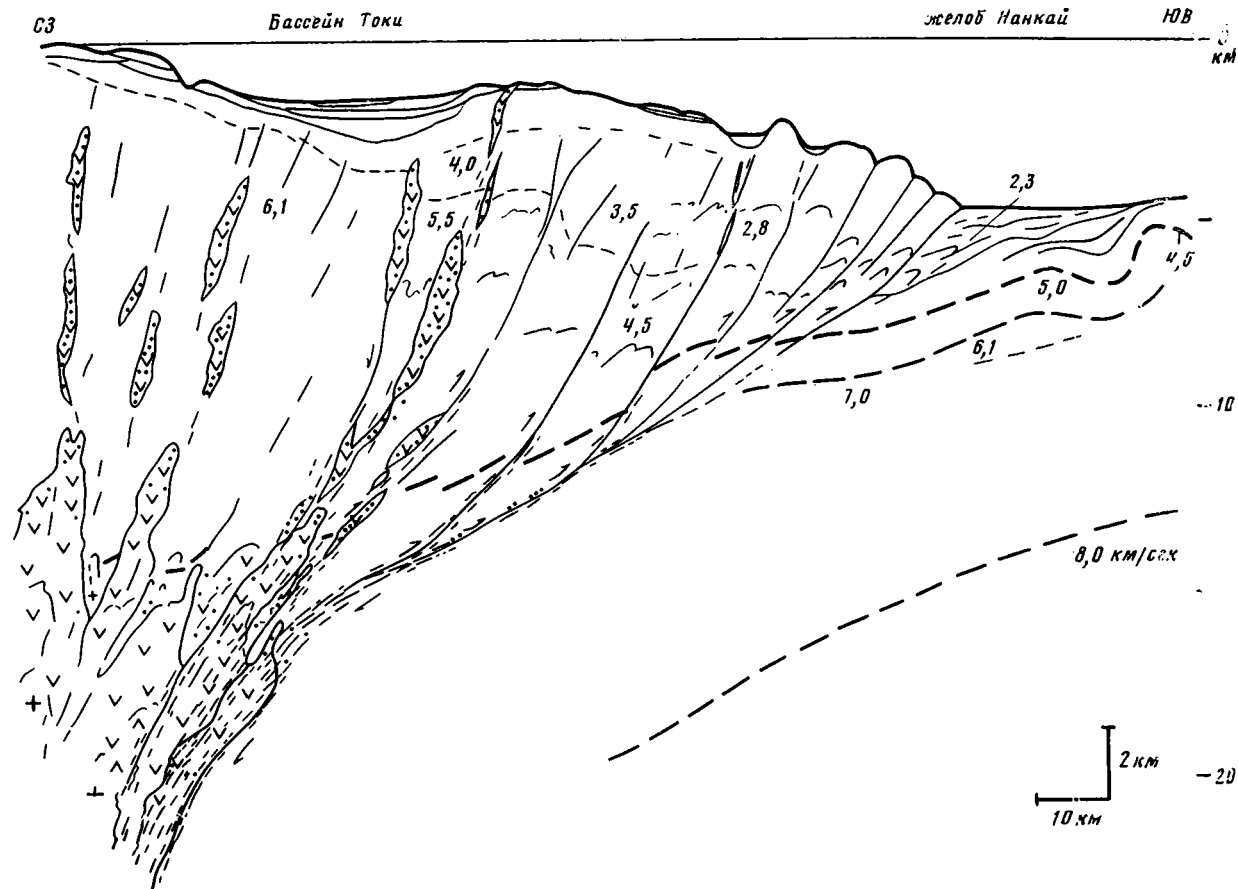


Рис. 5. Схематический структурный профиль через Нанкайский трог с изображением отражающего горизонта, аккреционной призмы, преддуговых вулканических пород и т. д. по т. Шики и Ю. Мисава (Shiki, Misawa, 1979). На основе работ Fitch, Scholz (1971), Hilde et al. (1969), Inoue (1978), Iwabuchi (1970), Karig (1975), Ludwig et al. (1973), Misawa (1976), Nagano et al. (1977), Niino (1935), Okuda et al. (1976), The Scientific Staff for Leg 31 (1973), The Shipboard Scientific Party (1975), Yoshii et al. (1970) и др.

но и от размеров суши, которая является источником сноса, ее топографии и климата. Например, как мы уже говорили, под нижним континентальным склоном юго-западной Японии аккреционные осадки сложены главным образом терригенным и гемитерригенным материалом. А в районе Марианского желоба мы вряд ли увидим крупную аккреционную призму (Scientists Aboard Glomar Challenger, Leg 60, 1978). Ввиду этого необходимо проводить сравнительные исследования разных преддуговых областей. В этом отношении вызывает интерес идея, выдвинутая Уэда (Ueda, 1978), что вокруг Тихого океана существуют два типа островных дуг и желобов.

Как упоминалось выше, модель, представленная в данной работе, не отрицает относительного движения континентальной и океанической литосферы. Однако механизм движения в представленной нами модели отличен от механизма движения, общепринятого в настоящее время. По-видимому, в механизме нашей структурной модели, которая считает, что движение по надвигу, секущему границу между континентальной литосферой и океанической литосферой, и оседание океанической литосферы не происходит так быстро, как это утверждается современной тектоникой плит. В этой связи следует напомнить, что исследования, проведенные в ходе рейсов 56 и 57 (Scientists Aboard Glomar Challenger Leg 57, 1978) привлекли внимание ученых к аккреционным призмам небольших размеров.

Тем не менее для получения обоснованных данных о структуре и тектонике преддуговой области Японских островов необходимо продолжать исследования, в частности проводить бурение на большой глубине, точно определять очаги землетрясений и определять в них характер напряжений. Авторы надеются, что сравнительные исследования детальной структуры многих аккреционных призм будут в недалеком будущем одной из наиболее важных проблем нового международного проекта.

Авторы выражают признательность проф. Ю. М. Пущаровскому, который уделил внимание их исследованиям и предоставил возможность направить статью для журнала «Геотектоника». Они также приносят благодарность д-ру Д. Шимицу и д-ру Т. Токуока за прочтение рукописи и критические замечания, а также мисс Фуджикава за ее помощь в подготовке рукописи. Авторы благодарят профессоров Н. Насу, С. Асано и С. Нагумо из Токийского университета, д-ра А. Мицуно из Геологической службы Японии, проф. Х. Аоки из Токийского университета и проф. К. Наказава из университета Киото, а также других ученых за их полезные советы и участие в обсуждении.

Reference

- Beck R. H., Lehner P. Oceans, New Frontier in Exploration.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 58.
- Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure — additional evidence from seismology.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65.
- Fitch T. J., Scholz C. H. Mechanism of underthrusting in Southwest Japan, a model of convergent plate interactions.—Geophys. Res., 1971, v. 76.
- Fujioka K., Nasu N. Chemical composition of the volcanic rocks from the Oyashio Ancient Landmass.—Tectonophysics EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, v. 59.
- Hada S., Suzuki T., Yoshikura S., Tsuchiya N. The Kurosegawa Tectonic Zons in Shikoku and Tectonic environment of the Outer Zone of Southwest Japan.—In: The basement of the Japanese Islands. Prof. Hiroshi Kano Memorial Volume, 1979 (In Japanese with English abstract).
- Harata T., Hisatomi K., Kumon F., Nakazawa K., Tateishi M., Suzuki H., Tokuoaka T. Shimanto geosyncline and Kuroshio Paleoland.—In: Ueda, S., R. W. Murphy, K. Kobayashi. Geodynamics of the Western Pacific, Supplement Issue J. Phys. Earth., 1979.
- Hasegawa A., Umino N., Takagi A. Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan area.—Tectonophysics, 1978, v. 47.
- Hilde T. W. C., Wageman J. M., Hammond W. T. The structure of Tasa Terrace and Nankai Trough off Southwestern Japan.—Deep-Sea Res., 1969, v. 16.

- Honza E. (Ed.) Geological Investigation of Japan and Southern Kurile trench and slope areas GH76-2 cruise April—June 1976.—Geol. Survey Japan, 1977.
- Honza E., Kagami H., Nasu N. Neogene geological history of the Tohoku island arc system.—J. Oceanogr. Soc. Japan, 1977, v. 33.
- Hoshino M. Southwest Japan trench.—Marine Geol., 1963, No. 10 (in Japanese with English abstract).
- Ichikawa K., Ishii K., Nakagawa C., Suyari K., Yamashita N. Die Kurosegawa-zone. Untersuchungen über das Chichibu—Terrain in Shikoku—III. J. Geol. Soc. Japan, 1956, v. 62 (in Japanese with German abstract).
- Igi S. The metagabbros and related rocks of the «Yakuno complex» in the inner zone, Southwest Japan.—Rep. Geol. Survey Japan, 1973, No. 248.
- Igi S., Nakazawa K., Kuroda Y. The basement complex in the Maizuru Structural belt.—In: The basement of the Japanese Islands. Prof. Hiroshi Kano Memorial Volume, 1979 (in Japanese with English abstract).
- Inoue E. (Ed.) Investigation of the continental margin of Southwest Japan June-July 1975 (GH75-4 Cruise).—Geol. Survey Japan, 1978.
- Ishiwada Y. Petroleum geology of the continental margin adjacent to Japanese Islands.—Japan. Assoc. Petrol. Tech., 1974, v. 39. (in Japanese).
- Ishizaka K. Rb—Sr dating on the igneous and metamorphic rocks of the Kurosegawa tectonic zone.—J. Geol. Soc. Japan, 1972, v. 78 (in Japanese with English abstract).
- Ishizaka K., Yanagi T. Occurrence of oceanic plagiogranites in the outer tectonic zone, Southwest Japan.—Earth and Planet. Sci. Letters, 1975, v. 27.
- Iwabuchi Y. Submarine geology off the Kii Peninsula, Southwest Japan.—In: Hoshino, M. and H. Aoki, Island arc and ocean, a symposium. Tokai Univ. Press., 1970 (in Japanese with English abstract).
- Kano H., Nakazawa K., Shiki T. Consideration on the Permian back-grounds of the Maizuru district.—J. Geol. Soc. Japan, 1961, v. 67 (in Japanese with English abstract).
- Karig D. E. Basin genesis in the Philippine Sea.—In: Karig D.; E., J. C. Jr. Ingle et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling project, v. 31, Washington, 1975.
- Karig D. E., Sharman G. F. Subduction and accretion in trenches.—Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86.
- Kishu Shimanto Research Group. The development of the Shimanto geosyncline.—Assoc. Geol. Collaboration Japan Monograph, No. 19, Problems on geosynclines, 1975 (in Japanese with English abstract).
- Ludwig W. J., Den N., Murauchi S. Seismic reflection measurements of Southeast Japan margin.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78.
- Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Ichikawa K., Noguchi I. Sediments and structure of the Japan Trench.—J. Geophys. Res., 1966, v. 71.
- Maruyama S. The dismembered ophiolite belt.—Earth Science (Chikyu Kagaku), 1978, v. 32 (in Japanese with English abstract).
- Matsumoto T., Noda M., Miyahisa M. Kyushu Region. Asakura Publ. Co., Tokyo, 1962 (in Japanese).
- Matsushita S., Kinki region. Asakura Publ. Co., Tokyo, 1949 (in Japanese).
- Misawa Y. Submarine geology off the Southwestern part of the Fossa Magma.—Marine Sci. Monthly, 1976, v. 8 (in Japanese with English abstract).
- Miyake Y. Acidic and basic igneous activities in Shionomisaki.—Magma, 1978, No. 53 (in Japanese with English abstract).
- Miyake Y., Hisatomi K. Geological significance of the Shionomisaki structural belt.—Proc. Kansai Branch, Geol. Soc. Japan, 1978, No. 83 (in Japanese).
- Nagano M., Ajiro T., Tozaki T. Submarine geology of Ensyu-Nada Sea, south of Honshu.—Rep. Hydrographic Res., 1977, No. 12.
- Nakazawa K. The Triassic System in the Maizuru zone, Southwest Japan.—Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, 1958, Ser. B, v. 24.
- Nasu N., Honza H., Fujioka K., Sato T. Outline of drilling in Japan Trench by Glomer Challenger, Leg 57.—Bull. Japan Soc. Sedimentology, 1978, No. 15 (in Japanese).
- Nasu N., Tomoda Y., Kobayashi K., Kagami H., Ueda S., Nagumo S., Kushihiro I., Ozima M., Nakazawa K., Takayanagi Y., Okada H., Murauchi S., Ishiwada Y., Ishii Y. Multi-Channel seismic reflection data across the Japan trench.—IPOD—Japan Basic Data Series, No. 3, Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 1979.
- Niino H. On sounding at Tosabae.—Geograph. Rev. Japan, 1935, v. 11 (in Japanese with English abstract).
- Hishimura Y. Metamorphic rocks of 300—400 m. y. ages found in the Inner zone of Southwest Japan.—In: The basement of the Japanese Islands, Prof. Hiroshi Kano Memorial Volume, 1979.
- Nishimura S., Katsura K., Sasajima S. Fission track ages of zircons in conglomerates occurring in the Maizuru District.—J. Geol. Soc. Japan, 1976, v. 82 (in Japanese with English abstract).
- Noda M. Pre-Cambrian (?) rocks in the outer zone of Southwest Japan.—J. Geol. Soc. Japan, 1961, v. 67 (in Japanese with English abstract).
- Nohda S. Rb—Sr dating of the Yatsushiro granite and gneiss, Kyushu, Japan.—Earth Planet. Sci. Letters, 1974, v. 20.

- Nozawa T. A preliminary note on the distribution of granitic rocks on outer side of Southwest Japan, in Kii-Shikoku — Kyushu Area.— Assoc. Geol. Collaboration Japan Monograph, No. 19, Problems on geosynclines, 1975 (in Japanese with English abstract).
- Okuda Y., Inoue E., Ishihara T., Kinoshita Y., Tamaki K., Joshima M., Ishibashi K. Submarine geology of the Nankai Trough and its peripheral area.— Marine Sci. Monthly, 1976, v. 8 (in Japanese with English abstract).
- Sakai T. Geologic structure and stratigraphy of Shimantogawa Group in the middle reaches of the Gokase River, Miyazaki Prefecture.— Sci. Reports Department Geol., Kyushu Univ., 1978, v. 13.
- Scientists aboard Glomar Challenger for Leg 56 of the Deep Sea Drilling Project. Near the Japan Trench transects begun.— Geotimes, 1978, v. 23, No. 3.
- Scientists aboard Glomar Challenger for Leg 57 of the Deep Sea Drilling Project. On Leg 57, Japan Trench transected.— Geotimes, 1978, v. 23, No. 4.
- Scientists aboard Glomar Challenger for Leg 60 of the Deep Sea Drilling Project. Leg 60 ends in Guam.— Geotimes, 1978, No. 10.
- Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G. Trench slope model.— In: Burk, C. A. and C. L. Drake, The geology of continental margins, Springer-Verlag, 1975.
- Shiki T. Structure and Tectonics under the continental slopes of the Honshu Arc. Tectonophysics EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, v. 59.
- Shiki T., Misawa Y. A few problems concerning the structure under the continental slope and its origin.— Earth Science (Chikyu Kagaku), 1979, v. 33.
- Suzuki S., Okada H. Regional variation in P_n velocity and seismic activity in and around Northeastern Japan.— In: Subsurface structure of Hokkaido and its surroundings, and its meanings in geosciences, a symposium, 1977 (in Japanese).
- Takagi A., Hasegawa A., Umino N. Focal mechanism of shallow earthquakes occurred in the Tohoku district. Abstr. Pap. Spiring Meet. 1973, Seismol. Soc. Japan, 1977 (in Japanese).
- The Scientific Staff for Leg 31 of the DSDP. Western Pacific floor. — Geotimes, 1973, v. 18, No. 12.
- The Shipboard Scientific Party.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 31, Washington, 1975.
- Tomita T. Geologic significance of the color of granite zircon, and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan.— Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. ser. D, 1954, v. 4.
- Von Huene R. A section across the Aleutian arc based on shallow and deep geophysical data. International Geodynamics Conference «Western Pacific» and «magma genesis». Tokyo, abstracts of paper, 1978.
- Wadati K. On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhood.— Geophys. Mag., 1935, v. 8.
- Yajima T. Petrology of the Murotomisaki gabbroic complex.— J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1972, v. 67.
- Yajima T. Petrochemistry of the Murotomisaki gabbroic complex.— J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1972, v. 67.
- Yamashita N. A history of the researches on the Kurosegawa Tectonic Zone.— In: The basement of the Japanese Islands Prof. Hiroshi Kano Memorial Volume, 1979 (in Japanese with English abstract).
- Yoshii T. A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath Northeastern Honshu, Japan.— Tectonophysics, 1979, No. 55.
- Yoshii T., Den N., Hotta H., Sakajiri N., Murauchi S., Asanuma T., Akiyama J., Watanabe T., Ishii H., Hattori M., Ludwig W. J., Ewing J. I. Crustal structure of Tosa Deep-Sea Terrace and Nankai Trough Pt 1: Crustal structure.— In: Hoshino, M. and H. Aoki, Island arc and Ocean, a symposium, Tokai Univ. Press, 1970.
- Yoshizawa M. On the gabbros of the cape of Muroto, Shikoku Island, Japan.— Mem. Fac. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, 1954, 2, v. 20, v. 21.

**ГODOVOY УКАЗАТЕЛЬ
ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1980 г.**

Алекторова Е. А. Особенности строения и развития внутренней области палеозонд Центрального Казахстана	3
Александров А. А. , Богданов Н. А., Паланджян С. А., Чехович В. Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья	3
Артемьев М. Е., Белоусов Т. П. Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня	1
Антипов М. П., Маргулис Л. С., Филатьев В. П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море	4
Байков А. А., Голиков-Заволженский И. В., Седлецкий В. И. О поперечных структурах Известнякового Дагестана (Восточный Кавказ)	5
Беспалов В. Ф. Система тектонических покровов Казахстана	2
Богданов Ю. Б., Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Доливо-Добровольский А. В. Главный беломорский шов	3
Богданова С. В., Вайнер М. И., Петренко А. С., Эдуардова Л. Н. Выявление структурных особенностей разломов Волго-Уральской области математическими методами	6
Брежнев В. Д., Шванов В. Н. Ранние прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня	4
Буров В. С., Глушко В. В., Досин Г. Д. Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса юго-восточной части Украинских Карпат	5
Ван Дык Тьонг. Тектоника Северного Вьетнама	2
Вихерт А. В. О складчатой структуре, возникающей при разуплотнении слоистых толщ (по экспериментальным данным)	3
Вихтер Б. Я., Шер С. Д. К истории геологического развития Южно-Тяньшаньской складчатой системы	3
Войтович В. С. О глубинном надвиге-шарьяже основания Восточно-Европейской платформы	6
Горячев А. В. О строении и структурном продолжении Урало-Оманской зоны глубинных разломов	1
Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?	5
Гуляев П. В. Об эвгеосинклинальных образованиях в зоне между Момским и Арга-Тасским хребтами (Северо-Восток СССР)	5
Дергунов А. Б., Лувсан-Данзан Б., Палей И. П., Хераскова Т. Н., Хюппинен Т. П. О соотношении карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии	6
Дмитриева Б. И. Об одном количественном методе анализа характера вертикальных (колебательных движений)	5
Ицкисон Г. В. Структуры сжатия, блоки-упоры и зоны меланжа Приохотья	3
Кейльман Г. А., Горожанкин В. Т., Рапопорт М. С., Страшненко Г. И., Огородников В. Н. О геодинамических условиях формирования складчатых и разрывных структур восточного склона Среднего и Южного Урала	4
Киселев А. Е., Кульчицкий Я. О. Особенности развития конседиментационных поднятий — высокоперспективных унаследованных ловушек нефти и газа (на примере Лено-Вилуйской и Карпатской провинций)	5
Конашов В. Г. О проявлении древнекембрийской фазы складчатости в Донецком бассейне	4
Кучай В. К., Вэссон Р. Л. Фиксированные горячие зоны, типы орогенеза и кайнозойская тектоника Запада США	2
Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинская Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброндах офиолитового комплекса Малого Кавказа	6

Маловицкий А. П., Есина Л. А. Глубинное строение Средиземного моря по геофизическим данным	4
Мартынова В. П. Формирование континентальной коры в Приладожье	4
Масляев Г. А. Платформенные и орогенные формации осадочного чехла Предкавказья и их палеоструктура	5
Мельников Н. Г., Голозузов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине	4
Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И. Еще раз о проблеме Колымского массива	1
Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Восточно-Забайкальская древняя глыба и ее роль в формировании региональной структуры	5
Мстиславский М. М., Мезенцев А. М., Олофинский Л. Н. Тектоническое районирование доюрского основания Мангышлакской зоны поднятий	2
Орлов А. А. Влияние тектонических дислокаций на формирование повышенных пластовых давлений поровой жидкости в осадочных породах	1
Постников Д. В. Рельеф и тектоника Марса	6
Пустыльников М. Р., Кара В. И., Терехов А. А., Шиманский А. А. О строении подводной окраины Большого Кавказа	1
Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане	2
Развальяев А. В., Поникаров В. П. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза	3
Рихтер А. В. Строение и тектоническое положение Прибрежного гранитоидного массива (хребет Джугджур)	5
Ротараш И. А., Клепиков Н. А., Гредюшко Е. А. Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория	4
Савельева Г. Н., Щербаков С. А., Денисова Е. А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах	3
Салун С. А., Потапьев С. В. Строение земной коры советского Дальнего Востока по данным ГСЗ	4
Сыстра Ю. И., Скорнякова Н. И. Конические складки в древних сложноскладчатых метаморфических образованиях Северной Карелии	1
Середа Л. И. Системы глубинных разломов на Северо-Востоке СССР	2
Смишко Р. М. Природа и механизм образования складчатых деформаций осадочной толщи центральной части Донбасса	4
Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и возраст основания земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы	1
Соловьева И. А. Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития	2
Ступка О. С. Основные этапы становления континентальной земной коры и структура южного края Восточно-Европейской платформы в дорифейское время	4
Удинцев Г. Б., Береснен А. Ф., Гордин В. М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан — континент	2
Удинцев Г. Б., Коренева Е. В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана	6
Филатова Н. И., Маженштейн Ф. А., Кузнецова И. А., Смеловская М. М. Структуры зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей по данным «Метеора-25»	5
Чехович В. Д. Тектоническая история Анд в мезозое и кайнозое	6
Цимельзон И. О. К вопросу о соотношениях складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области	1
Шапиро М. Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива	3
Швольман В. А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире	6
Шики Ц., Мисава Ю. Геологическое строение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трюга и Японского желоба	6
Эктова Л. А., Бельговский Г. Л. Основные черты палеозойской структуры восточной части Южного Тянь-Шаня	6
Яншин А. Л., Авров В. П., Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Юров Ю. Г. Структура и палеотектонические условия образования подсолевых палеозойских образований юга Прикаспийской впадины	3

Яншин А. Л., Есина Л. А., Маливицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна 1

Краткие сообщения

Сапов О. П. О принципах описания тектонических механизмов 1

Критика и дискуссии

Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Щерба И. Г. О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана (ответ на критическую статью Е. А. Алекторовой и Н. А. Фогельман) 1

Рецензии

Колчанов В. П. К завершению «Немецкого справочника по тектонике» 4
Хаин В. Е., Колчанов В. П. Тектоническая карта Южной Америки 3

Хроника

Кириллова Г. Л., Попеко Л. И. Проблемы тектоники на XIV Тихоокеанском научном конгрессе 4
Международный офиолитовый симпозиум (V полевая офиолитовая конференция. Никозия, Кипр, 1—8 апреля 1979 г.) 2
Проблемы тектонического анализа геологических формаций 5
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1980 г. 6

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, 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

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 08.09.80 Подписано к печати 21.10.80 Т-15894 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8+1 вкл. Уч.-изд. л. 10,4 Бум. л. 3,5 Тираж 1951 экз. Зак. 5137

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

Вниманию научных работников!

С 1981 года вводится новый порядок сбора заказов на ряд книг, предназначенных для специалистов узкого профиля. Эти издания будут распространяться только по гарантированным заказам.

Книги эти вошли в ч. II-ю аннотированного тематического плана выпуска издательства «Наука» по естественно-научной и технической литературе.

Заказы на них индивидуальные покупатели оформляют на почтовых открытках с указанием обратного адреса, а учреждения и предприятия — гарантийными письмами как твердые, гарантированные заказы. Для библиотечных коллекторов и библиотек сохраняется прежний порядок заказов на эту литературу. Книжные магазины обязаны своевременно известить покупателей о полученных книгах.

Тираж книги будет устанавливаться в строгом соответствии с количеством собранных заказов.

Обращаем Ваше внимание на работы, распространяемые по гарантированным заказам, близкие профилю нашего журнала:

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 51. 18 л. 2 р. 70 к. План 1981 г., кн. 2 № 758.

Геохимия процессов рудообразования. 20 л. 3 р. 40 к. План 1981 г., кн. 2 № 759.

Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XIII. Орогенная металлогения. 30 л. 3 р. 50 к. План 1981 г., кн. 2 № 760.

Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. Труды Геологич. ин-та, вып. 349. 12 л. 1 р. 80 к. План 1981 г., кн. 2 № 761.

Зырянов В. Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдишпатоидов. 20 л. 3 р. 40 к. План 1981 г., кн. 2 № 762.

Инженерно-геологические аспекты рационального использования и охраны геологической среды. 20 л. 3 р. План 1981 г., кн. 2 № 763.

Когарко Л. Н., Крагман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. 10 л. 1 р. 50 к. План 1981 г., кн. 2 № 764.

Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. 20 л. 3 р. 60 к. План 1981 г., кн. 2 № 765.

Современные методы прогноза оползневых процессов. 10 л. 1 р. 50 к. План 1981 г., кн. 2 № 766.

Федонкин М. А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы. Труды Геол. ин-та, вып. 342. 1 р. 50 к. План 1981 г., кн. 2 № 767.

Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. Труды Геол. ин-та, вып. 358. 20 л. 3 р. План 1981 г., кн. 2 № 768.

Тимофеев Д. А. Терминология флювиальной геоморфологии. 22 л. 3 р. 30 к. План 1981 г., кн. 2 № 772.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»