

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1974

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. М. Шейнманн , Б. Г. Лутц. Естественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа	3
Д. А. Казимиров. Импульсные тектонические движения	19
Р. М. Пистрак, Н. Т. Пашова. Структурное положение очагов вулканизма в Припятско-Донецком авлакогене	33
А. А. Красильщиков, Ю. А. Лившиц. Тектоника острова Медвежий	39
М. Н. Бурцев, К. И. Никитенко, Е. И. Терехин. Особенности строения и формирования грабена Гао-Ансонго (Северная Африка)	52
В. Н. Москаленко. Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта	58
В. И. Тихонов. Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии	66
И. А. Ротараш, Е. А. Гредюшко. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области	73
Г. В. Шубин, В. Д. Огородников. Основные магмо- и рудоконтролирующие структуры восточной части Центрального Забайкалья	80
В. Ф. Белый. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана	85

Рецензии

К. В. Боголепов. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры	102
Памяти Ю. М. Шейнманна	109

поперечных приразломных понижений. Имеются и естественные выходы ультраосновных пород на скалах Св. Петра и Св. Павла. Следует отметить, что до сих пор практически неизвестны ультрабазиты из Тихого океана. Сторонники «тектоники плит» проводят знак равенства между океаническими и альпинотипными гипербазитами и считают, что офиолитовые пояса с альпинотипными гипербазитами в складчатых системах являются реликтами океанического дна. Как будет показано ниже, химический состав океанических гипербазитов отчетливо отличается от альпинотипных и между ними нельзя ставить знак равенства.

Экспериментальные работы (McGregor, 1965; Kushiro, Yoder, 1965) и изучение природных ультрабазитов (В. Соболев, Н. Соболев, 1964; Лутц, 1965) показали, что возможна фациальная (по $T-P$ -условиям кристаллизации и соответственно глубинности) классификация ультрабазитов. Выделяются: 1) малоглубинные плагиоклазовые, 2) среднеглубинные шпинелевые и 3) наиболее глубинные гранатовые перидотиты. Альпинотипные гипербазиты могут содержать и плагиоклаз и шпинель, т. е. они относятся к малоглубинной фации ультрабазитов. Включения шпинелевых перидотитов в базальтах формируются в интервале глубин примерно от 25 до 75 км. Минеральные ассоциации гранатовых перидотитов устойчивы на глубинах свыше 75 км.

Сейчас выясняется, что фациальные разновидности ультрабазитов различаются не только по минералогическому, но и по своему химическому составу (таблица).

Средний химический состав пород верхней мантии

	1	2	3	4	5
вес. %					
SiO ₂	44,04	45,26	44,88	40,49	45,7
TiO ₂	0,16	0,45	0,11	0,16	0,1
Al ₂ O ₃	2,12	14,78	1,90	1,49	2,5
Fe ₂ O ₃	3,32	3,56	1,61	2,88	5,9
FeO	4,19	6,07	6,28	5,05	2,9
MnO	0,10	0,15	0,14	0,11	0,1
MgO	41,57	16,72	41,18	41,31	40,5
CaO	1,87	9,16	1,89	0,99	1,5
Na ₂ O	0,44	0,79	0,17	0,04	0,2
K ₂ O	0,10	0,19	0,03	0,01	0,1
α/m Rb	3,4	3,7	0,75	0,24	0,5
Li	1,4	2	0,5	0,5	4
Sr	30	41	18	2,7	17
Ba	18	38	7,5	1,5	8,5
Th	0,59	0,36	0,067	0,0153	0,70
U	0,178	0,13	0,023	0,0063	0,16
Zr	50	—	25	33	100
Nb	6,7	6,6	3,6	11	—
Ta	2,8	2,8	1,8	0,1	—
Se	20	50	23	17	20
V	90	200	70	70	45
Cr	3000	2000	3000	2500	3900
Co	112	75	140	110	120
Ni	2500	750	2000	2000	2300
Au	0,0042	0,0030	0,0043	0,0022	0,0014

Примечание. 1 — включения гранатовых перидотитов из кимберлитов, 2 — включения эглогитов, 3 — включения шпинелевых перидотитов из базальтов, 4 — альпинотипные гипербазиты, 5 — океанические гипербазиты.

Задача нашей статьи — рассмотрение определяющих различий между главными группами гипербазитов. К настоящему времени появилось несколько работ, авторы которых по-новому подошли к рассмотрению этих пород (Л. В. Дмитриев, Б. Г. Лутц, В. С. и Н. В. Соболевы, Ю. М. Шейнманн). Результатом более тонкого, чем прежде, петрохими-

ческого анализа было установление отчетливых границ между породами океанов, геосинклиналей и платформ и соответственно некоторое изменение взглядов на условия генезиса разных гипербазитов. Даже последняя фундаментальная сводка по гипербазитам под редакцией П. Уилли (Willie, 1967) не учитывает этих новых данных. Поэтому мы считаем полезным хотя бы предварительное их подытоживание. Такая сводка тем более нужна, что незнание этих данных тектонистами ведет к недоучету их при обобщениях.

При таком анализе удастся показать идентичность или малые различия гипербазитов древних платформ (глубокие горизонты) и срединных океанических хребтов. В противоположность этому альпинотипные гипербазиты складчатых областей и современных геосинклиналей существенно отличны от первой группы. Выведение одной группы из другой встречается значительные трудности. По всем данным и те и другие породы происходят из «первичного» гипербазита мантии в результате различных условий его частичного плавления.

Ниже рассматриваются: методы петрохимического анализа, его результаты, характеристика основных групп гипербазитов и, наконец, некоторые следствия общегеологического порядка, которые необходимо иметь в виду при построении моделей большой тектоники.

МЕТОДЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Как показала практика, чисто петрографические исследования гипербазитов недостаточны для выделения их естественных групп. Основным их выводом является то, что альпинотипные комплексы состоят в основном из гарцбургитов и дунитов. Другие породы играют малую роль и в значительной мере вторичны (полевошпатовые перидотиты, лерцолиты). В отличие от этого, как показал Л. В. Дмитриев (1973), в срединных хребтах дуниты отсутствуют, существенную роль играют гарцбургиты и преобладают первичные лерцолиты. Полевошпатовых перидотитов нет.

Сравнение океанических ультрабазитов с породами, выносимыми из-под платформ, показывает, что глубинные платформенные образцы всегда либо шпинелевые, либо гранатовые перидотиты.

Первые обычные среди океанических пород, вторые там почти неизвестны. И те и другие в альпинотипных комплексах отсутствуют. Таким образом, петрографически наиболее характерны платформенные образцы. Особая петрографическая характеристика платформенных гипербазитов в главном относится не к составу вещества, а к РТ-условиям формирования пород.

Значительно больше дает нам изучение химического состава. И в этом отношении для понимания значения различных гипербазитов много дали последние работы Л. В. Дмитриева (1973) и Б. Г. Лутца (1974). Были использованы два метода сравнения: Л. В. Дмитриев и др. (1972) на трехмерной диаграмме $Mg+Fe-Si-Ca+Na+(K)-Al+Cr++(Ti)$ изучали расположение точек анализов пород срединных хребтов, геосинклиналей и включений в кимберлитах и базальтах. Проекция на обе плоскости диаграммы дали хорошо отличимые поля для разных групп (наносились атомарные количества). При этом отчетливо видно, что шпинелевые перидотиты включений и породы океанических хребтов дают почти совпадающие поля точек, гранатовые перидотиты образуют несколько отличное и уходящее к обедненным Fe и Mg составам поле, а альпинотипные породы характеризуются значительно более основными ассоциациями.

Ю. М. Шейнманн (1972), отметив, что сумма $(Ca+Na+K)+(Al++Cr+Ti)$ на диаграмме Л. В. Дмитриева образует базальтовую составляющую в перидотитах, а Mg — дунитовую, предложил измененную диаграмму, по вертикальной оси которой откладывается сумма окислов

Al, Ca, Na, K, Ti («базальтовая часть»), по горизонтальной — MgO. Обе суммы делятся на SiO₂, что дает безразмерные величины, не зависящие от содержания воды и других летучих. В результате могут сопоставляться породы с разной степенью серпентинизации.

Результаты получились, как и следовало ожидать, примерно те же, как на диаграмме Л. В. Дмитриева и др. (1972).

Второй метод сравнения, примененный Б. Г. Лутцем, заключался в построении ряда диаграмм для пар элементов: Na/K, K/Rb, Ba/Sr, Th/U и т. д. Использование малых элементов сильно расширяет возможности сравнения, но при этом очень сокращается число анализов, поскольку хорошие результаты при очень малых содержаниях элементов трудны, и их количества для каждого элемента измеряется десятками. На диаграммах Б. Г. Лутца выделяются те же поля, что и на предыдущих. Поля очень ясно обособляются на диаграммах Na/K и K/Rb, на других эти различия не так резки, но тенденция в целом сохраняется. Надо отметить, что, применяя отношения Na/K и K/Rb, мы получаем оторванные друг от друга поля для океанических и альпинотипных ультрабазитов. Между ними находится поле шпинелевых перидотитов платформ.

Отметим еще, что для диаграмм Б. Г. Лутца совершенно аналогичный ряд полей получается и для базальтов. Поля абиссальных толеитов — континентальных толеитов — оливиновых базальтов — калиевых базальтов как бы нанизаны на одну прямую. Но поскольку их различия хорошо известны из петрохимии и петрографии, они не нанесены нами на прилагаемые диаграммы. Ряд базальтовых полей упоминается нами, поскольку он служит иллюстрацией действенности наших диаграмм и неслучайности полученных на них закономерностей распределения ультрабазитов.

Третий тип диаграмм, использованный нами в нашей статье, основан на соотношении железа и магния. В этом случае применены обычные гистограммы, на которых хорошо различаются поля океанических перидотитов, с одной стороны, и геосинклинальных — с другой. Континентальные шпинелевые породы оказываются как бы переходными, и в целом по диаграмме можно судить о том, что обогащенность железом падает от пород океана к породам альпинотипных комплексов.

ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ДИАГРАММ¹

ПЕРВЫЙ ТИП ДИАГРАММ

На диаграмме Л. В. Дмитриева и др. (рис. 1) разделение гипербазитов на группы при петрохимическом анализе выступает особенно четко. Различные океанических и альпинотипных перидотитов несомненно.

Диаграмма Ю. М. Шейнманна построена на большем числе анализов из большего числа районов для альпинотипных комплексов и на тех же анализах по океану, что и диаграммы Л. В. Дмитриева. На ней также хорошо различимы поля отдельных групп.

На рис. 2 приведена общая диаграмма для альпинотипных, океанических, шпинелевых и гранатовых перидотитов (последние две группы пород взяты из включений в щелочных базальтах и кимберлитах). На диаграмме также помечены анализы так называемых горячих перидотитов из альпинотипных комплексов и границы поля ультрабазитов из щелочных-ультраосновных комплексов платформ. Количество использо-

¹ Для анализа данных по гипербазитам и составления диаграмм использованы все работы, упомянутые в списке литературы, приложенном в конце статьи. Ссылки в тексте относятся лишь к работам, которые в статье обсуждаются. Работы, из которых взяты только анализы, отдельно не цитируются.

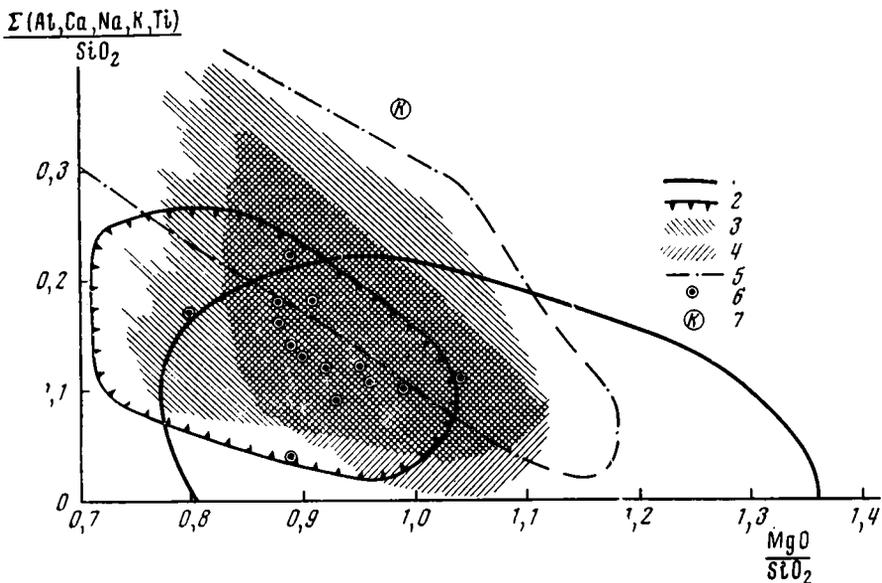


Рис. 2. Сравнение гипербазитов альпинотипных со срединных океанических хребтов и из щелочно-ультраосновных комплексов: 1 — альпинотипные гипербазиты, 2 — океанические гипербазиты, 3 — включения гранатовых перидотитов, 4 — включения шпинелевых перидотитов, 5 — дуниты, меймечиты, верлиты щелочно-ультраосновных комплексов, 6 — «горячие» альпинотипные перидотиты, 7 — среднее для базальтоидного кимберлита

Главным выводом из диаграммы является то, что все ультрабазитовые ассоциации распадаются на три главные группы: 1) альпинотипных (геосинклинальных) перидотитов, 2) перидотитов океана и глубинных пород древних платформ и 3) платформенных ультраосновных пород, образовавшихся на малых глубинах.

Во второй группе несколько обособляются наиболее глубинные гранатовые породы, в которых количество базальтовой составляющей заметно больше, чем в шпинелевых перидотитах и ультрабазитах альпинотипных комплексов, и сравнимо с количеством ее в щелочно-ультраосновных сериях.

Самый факт распределения разных групп ультрабазитов по разного типа тектоническим областям заставляет попытаться выяснить эти связи. Подробнее мы вернемся к этому в конце статьи. Здесь же наметим лишь некоторые догадки, следующие из рассмотрения диаграмм, представленных на рис. 1 и 2.

Выплавление базальта из ультраосновного вещества мантии сейчас, по-видимому, не вызывает сомнений. Тогда можно предположить, что различие океанических и геосинклинальных ультрабазитов сводится к тому, что вторые освободились (вернее почти освободились) от базальтовой составляющей. В отличие от этого океанические породы либо содержат ее в первичном количестве, либо сохранили значительную ее часть. Второе вернее, поскольку в глубоких зонах материков имеются еще более богатые базальтовой составляющей гранатовые перидотиты, которые скорее всего также не первичны.

Альтернативное предположение о причине различий перидотитовых ассоциаций состоит в том, что различие в их составе сводится к различиям в первичной мантии Земли. Принципиально такое предположение возможно, но мы в этом случае прячем ответ на вопрос в такие области, откуда получить сведения практически невозможно ни сейчас, ни в обозримом будущем. К тому же резко противопоставленная всем другим

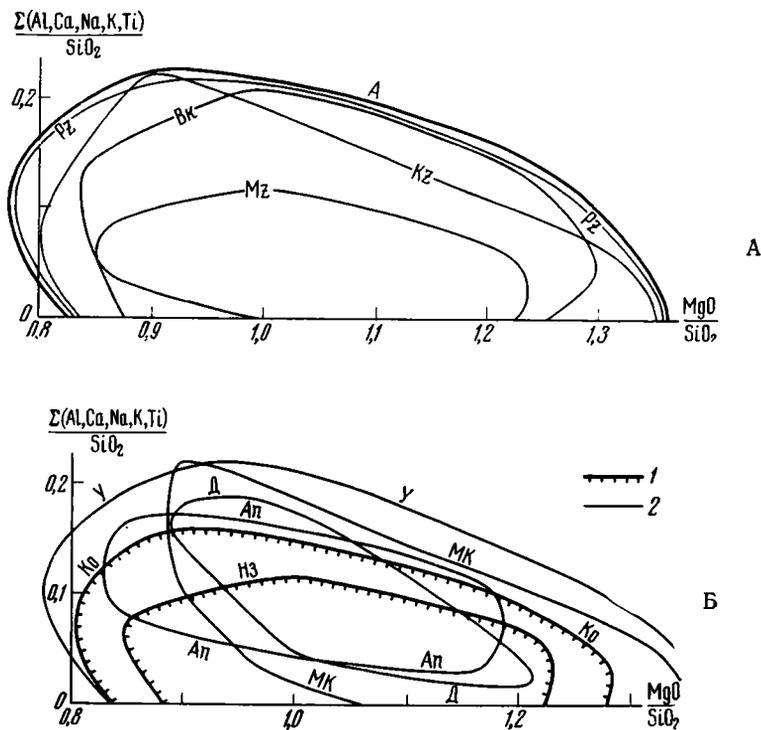


Рис. 3. А. Альпинотипные перидотиты по возрастам
 А — альпинотипные перидотиты в целом, Кz — то же кайнозойских геосинклиналей, Мz — то же мезозойских, Pz — то же палеозойских, Bk — то же байкалид. Использовано свыше 1000 анализов.
 Б — перидотиты межконтинентальных и притихоокеанских геосинклиналей
 1 — притихоокеанские геосинклинали (Кo — Коряцко-Анадырская, H3 — Новозеландская); 2 — межконтинентальные геосинклинали (У — Урал, АП — Аппалачи, Д — Динариды, МК — Малый Кавказ)

альпинотипная ассоциация занимает узкие вытянутые зоны, и пришлось бы считать, что в первичной мантии особым составом отличались только они. Объяснить подобную гетерогенность мантии очень трудно (в случае изометрических участков можно было бы все объяснить падениями крупных астероидов в догеологическую эпоху). Эти соображения заставляют нас отказаться от второго мыслимого решения вопроса и считать, что различие комплексов связано с процессами дифференциации мантии, а не с ее первичным различием.

Остановимся еще на одном аспекте. Можно было бы подозревать, что отличие альпинотипных и океанических пород связано с эволюцией Земли. Первые — древние, вторые — молодые. В этом случае состав альпинотипных комплексов менялся бы с возрастом геосинклиналей, постепенно приближаясь к перидотитам океана. На рис. 3, А сравнены поля альпинотипных комплексов от байкалид до альпид. Легко видеть, что никакого закономерного изменения с возрастом нет. Комплексы обоих типов слегка различаются, но причины различия надо искать не в возрасте их. Добавим к этому, что возраст самих гипербазитов, хотя определяется он далеко неуверенно, всегда оказывается достаточно большим. К тому же заведомо древние шпинелевые гипербазиты из глущин платформ и такие же в океанах (Гавайи) и в тыловых частях складчатых зон, заложившихся на континентальном основании (Камчатка,

Япония), практически идентичны океаническим, т. е. и тут влияние возраста не улавливается¹.

Сделаем еще последнее из предварительных заключений.

Малое содержание базальтовой составляющей в альпинотипных гипербазах проще всего объяснить более интенсивным выплавлением базальта из них. Это в свою очередь ведет к заключению о большем прогреве мантии под геосинклиналями, чем под остальными тектоническими областями Земли, т. е. о большей энергии геосинклинального процесса.

ВТОРОЙ ТИП ДИАГРАММ

Диаграммы Б. Л. Лутца (геохимическое сравнение содержаний Na, K, Rb, Ba, Sr, Th, U и редких земель) дают очень существенные сведения о химизме исследуемых пород.

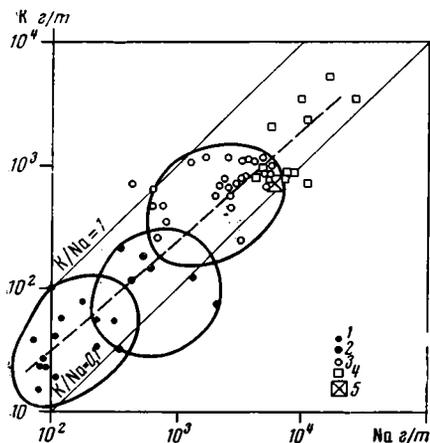


Рис. 4.

Рис. 4. Распределение K и Na в ультраосновных породах. Перидотиты: 1 — альпинотипные, 2 — шпинелевые, 3 — пироповые, 4 — пироповые эклогиты, 5 — средний хондрит

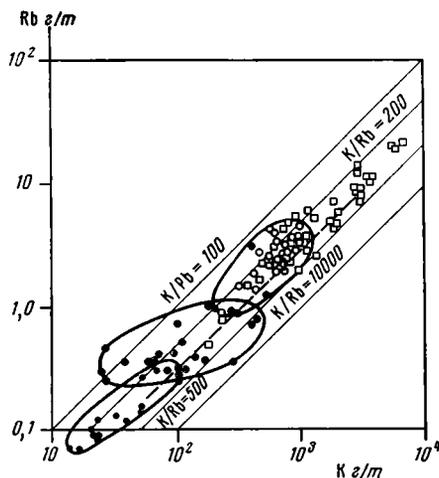


Рис. 5.

Рис. 5. Распределение K и Rb в ультраосновных породах
Условные обозначения, как на рис. 4

Обратимся к рис. 4, изображающему распределение натрия и калия в ультрабазах. В верхней части диаграммы располагается точка среднего хондрита. Близко к хондритовому содержанию натрия и калия в мантийных гранатовых перидотитах. Включения шпинелевых перидотитов в базальтах содержат меньше щелочей. Совсем ничтожно количество щелочей в альпинотипных гипербазах. Альпинотипные гипербазиты, шпинелевые и гранатовые перидотиты формируют на диаграмме свои поля, лишь частично перекрывающиеся. Все породы располагаются на диаграмме последовательно в виде диагональной полосы с близким отношением $K/Na = 0,1-1,0$. Океанические гипербазиты по распределению щелочей не похожи на альпинотипные гипербазиты. Они попадают в поле шпинелевых и частично гранатовых перидотитов.

¹ В последнее время В. В. Велиским высказано предположение, что существует ряд гипербазитовых ассоциаций: Урал — молодые складчатые зоны вдоль востока Азии — океан (океанические хребты). В этом ряду прогрессивно падает основность гипербазитовых комплексов (Велиский, 1974). Как видно из рис. 3, Б, такая закономерность — результат сравнения только двух геосинклиналей. На деле среди альпинотипных гипербазитов мы находим ассоциации, как более бедные пироксеном, чем океанические (Урал, Малый Кавказ), так и обогащенные им (Аппалачи, Динариды). Ассоциации типа Корякской или Новозеландской находятся посредине.

На рис. 5 представлена диаграмма распределения калия и рубидия. В целом диаграмма аналогична предыдущей, хотя целый ряд геохимических особенностей выделяется здесь с большей отчетливостью. На диаграмме выделяется диагональная полоса точек в интервале $K/Rb = 200-500$. Отдельные разности ультрабазитов обособляются в поля, и хотя они немного перекрывают друг друга, но можно сказать, что по содержанию калия и рубидия альпинотипные гипербазиты, шпинелевые и гранатовые перидотиты отличаются друг от друга и могут быть локализованы на диаграмме. Содержание калия и рубидия в гранатовых перидотитах и эклогитах одинаково с хондритами. В шпинелевых перидотитах содержание калия и рубидия понижается, а в альпинотипных гипербазитах снижается до минимальных значений. Можно предполагать, что гранатовые перидотиты по распределению щелочей примерно

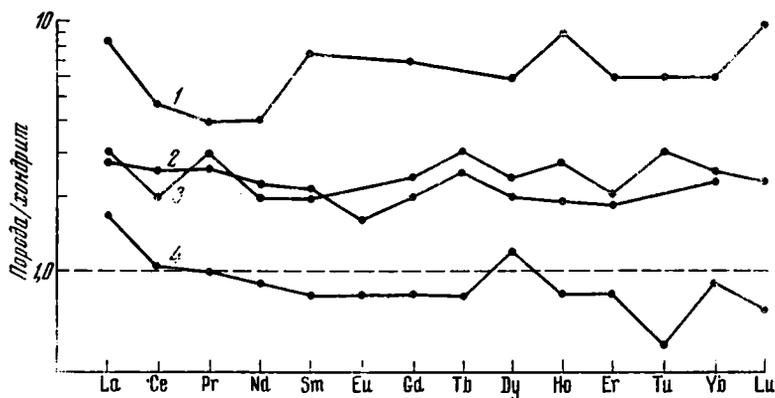


Рис. 6. Сравнение редких земель в ультрабазитах и хондрите
1 — гранатовые перидотиты, 2 — перидотиты океана, 3 — шпинелевые перидотиты, 4 — альпинотипные перидотиты

отвечают среднему, слабо дифференцированному веществу мантии, близкому к веществу каменных метеоритов. Наоборот, в шпинелевых и особенно альпинотипных гипербазитах щелочи экстрагированы при выплавлении базальтовых магм. Океанические гипербазиты отличаются от альпинотипных высоким содержанием калия и рубидия. На диаграмме (рис. 5) они попадают в поле шпинелевых и частично гранатовых перидотитов.

Распределение щелочноземельных элементов — стронция и бария, а также радиоактивных элементов — тория и урана аналогично распределению щелочных элементов. Альпинотипные гипербазиты содержат минимальные количества стронция и бария, тория и урана. Во включениях шпинелевых перидотитов содержания увеличиваются. Еще больше этих элементов в гранатовых перидотитах. Все мантийные ультраосновные породы характеризуются хондритовыми отношениями ($Ba/Sr = 0,2-1,0$ и $Th/U = 2-4$). Океанические гипербазиты отличаются от альпинотипных по содержаниям этих элементов. На соответствующих диаграммах они попадают в поля шпинелевых перидотитов.

На рис. 6 представлены особенности распределения редкоземельных элементов в рассматриваемых группах ультраосновных пород. Из диаграммы можно видеть, что главнейшие представители ультраосновных пород различаются по содержанию в них редких земель. Наиболее глубокие гранатовые перидотиты содержат больше редких земель, чем шпинелевые перидотиты. Альпинотипные гипербазиты содержат минимальное количество редких земель. Океанические гипербазиты по распределению редких земель значительно отличаются от альпинотипных гипербазитов, а из всех континентальных ультрабазитов они наиболее

близки к включениям шпинелевых перидотитов в базальтах. Для всех ультраосновных мантийных пород характерно хондритовое распределение редких земель, т. е. относительно хондритового распределения не намечается ни дефицита, ни избытка тяжелых или легких редких земель. В результате можно сделать дальнейшие выводы.

Мантийное вещество под континентами представляет собой уже дифференцированный материал. Слагающие его породы — гранатовые перидотиты, шпинелевые перидотиты и альпинотипные гипербазиты различаются по содержанию больших, малых и редких элементов. Из них самые глубинные гранатовые перидотиты представляют собой наименее дифференцированное мантийное вещество, близкое по составу к силикатной части каменных метеоритов. Менее глубинные шпинелевые перидотиты, и особенно альпинотипные гипербазиты, отличаются крайне низкими содержаниями литофильных элементов и могут интерпретироваться только как остаточные продукты после выплавления базальтов.

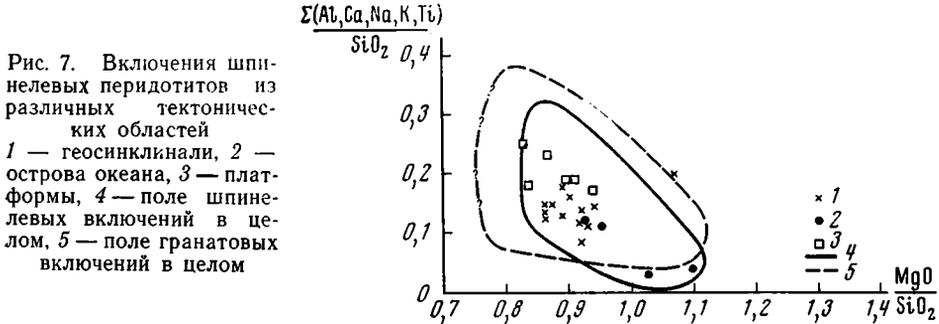
Наиболее дифференцированное строение верхняя мантия имеет под складчатыми областями, здесь в верхней ее части залегают альпинотипные гипербазиты. Поскольку щелочные базальты в складчатых областях выносят ксенолиты шпинелевых перидотитов, то можно полагать, что на глубине альпинотипные гипербазиты сменяются типичными шпинелевыми перидотитами, если включения в базальтах действительно вынесены из собственно геосинклинальной зоны. Если же они происходят из области вне зон Бенъоффа, то в ее пределах можно ожидать существование пород с малым количеством шпинели, соответствующим по составу альпинотипным разностям. Первое предположение кажется нам более вероятным. Наконец, с глубины 75 км шпинелевые перидотиты становятся неустойчивыми и должны сменяться гранатовыми. Таким образом, под складчатыми областями верхняя мантия, видимо, имеет трехчленное строение — от малоглубинных альпинотипных гипербазитов к среднеглубинным шпинелевым и, наконец, к наиболее глубинным гранатовым перидотитам.

Бесспорно, что к главным представителям мантийного вещества могут примешиваться и другие породы — габброиды в верхах мантии, пироксениты и эклогиты в более глубоких частях, но количественно такие породы играют подчиненную роль.

Под древними платформами верхняя мантия имеет двучленное строение. Ее верхи представлены шпинелевыми перидотитами с некоторой долей эклогитоподобных пород, а с глубины 75 км в ее составе преобладают гранатовые перидотиты с примесью мантийных эклогитов. Важно, что среди глубинных выбросов в трубках взрыва отсутствуют химические аналоги альпинотипных гипербазитов. В древнем (архейском) кристаллическом основании древних платформ также отсутствуют аналоги альпинотипных гипербазитов. Встречающиеся там ультраосновные кристаллические сланцы сходны по составу со шпинелевыми перидотитами. Таким образом, такая предельно остаточная порода, как альпинотипный гипербазит, отсутствует в составе мантийных пород под древними платформами.

Наконец, в океанах верхняя мантия сложена океаническими гипербазитами, которые на глубине должны сменяться гранатовыми перидотитами (последние встречаются среди включений в щелочных лавах Гавайских островов). Океанические гипербазиты по своему химическому составу наиболее близки к континентальным шпинелевым перидотитам. По ряду элементов усматривается и их сходство с наименее дифференцированными гранатовыми перидотитами. Все это заставляет думать, что верхняя мантия в области срединно-океанических хребтов наименее дифференцирована. Нет никаких черт сходства океанических гипербазитов с альпинотипными. Наоборот, следует особо подчеркнуть их существенные химические отличия, которые прослеживаются по всем литофильным большим и малым элементам.

В добавление к диаграммам, представленным на рис. 1, 2, 3, предлагается еще одна, того же типа (рис. 7). На ней сделана предварительная попытка проследить изменения в составе шпинелевых перидотитов разных тектонических областей. Незначительное количество анализов (25) не позволяет сколько-нибудь уверенно анализировать материал. Однако и при этом намечаются некоторые тенденции, которые следовало бы проверить на более обширном материале (особенно по шпинелевым перидотитам включений на островах океана).



Из диаграммы видно, что все анализированные перидотиты, кроме одного, попадают в общее поле таких пород. При этом шесть из семи анализов из включений в трубках на платформах занимают участок, наиболее обогащенный базальтовой составляющей; шпинелевые перидотиты из щелочных базальтов складчатых зон явно бедней базальтовой составляющей; наконец, четыре анализа с Гавайских островов и Панапе, возможно, занимают крайнее положение — обеднены базальтовой составляющей и железом.

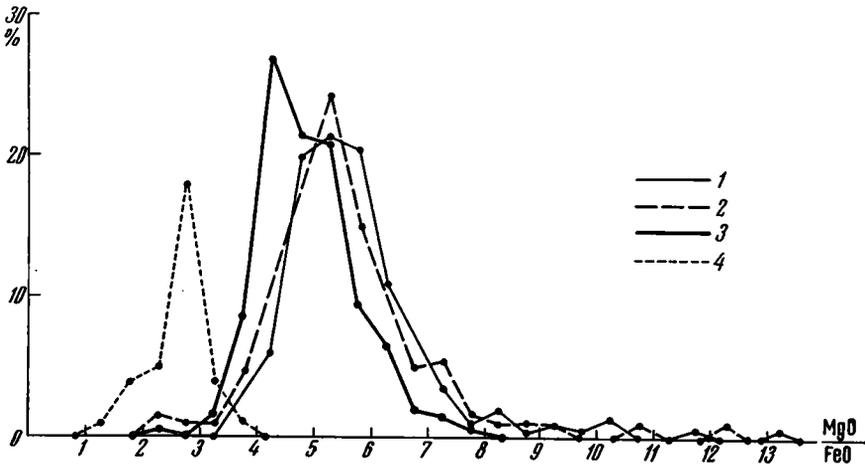


Рис. 8. Распределение гипербазитов по $MgO : FeO$ (гистограмма)
 1 — гипербазиты Pz (Урал, Аппалачи, 200 анализов); 2 — то же альпид (корякские, динарские, Малого Кавказа, 123 анализа); 3 — то же океана (140 анализов); 4 — то же щелочно-ультраосновных комплексов платформ

На рис. 8 приведена диаграмма для разного типа перидотитов по отношению MgO/FeO . Чтобы не усложнять рисунок слишком значительно приведены гистограммы только для океанических и альпинотипных перидотитов. Последние представлены породами Аппалачей, Урала, Корякского нагорья, Динарид и Малого Кавказа. Отметим, что на диаграм-

ме видно, что по соотношению железа и магния палеозойские и более молодые перидотиты неотличимы. Мы решили воздержаться от нанесения результатов пересчета анализов для включений в базальтоидах и кимберлитах. Таких анализов немного, и ручаться за представительность получающейся картины нельзя. По предварительным данным, и эти породы образуют на чертеже пик (в пределах 4—6 MgO/FeO).

Различие между океаническими и альпинотипными комплексами скрывается в смещении океанических в сторону более богатых железом. Среди них вовсе нет сильно обогащенных магнием пород (максимальное преобладание его над железом не превышает 8 : 1). Альпинотипные перидотиты содержат больше магния — в максимуме кривой 5 : 1 вместо 4 : 1, среди них имеется до 7% сильно обогащенных магнием пород (от 8 : 1 до 13 : 1).

При выплавке базальта содержание железа в остаточном веществе в общем почти не меняется. Но магнием базальт много беднее исходного перидотита, поэтому обогащение остатка магнием должно в среднем указывать на более высокую степень плавления и на больший выход базальта при дифференциации. Это заключение соответствует картине на диаграммах рис. 1 и 2. Исходя из только что сказанного, можно не только утверждать, что альпинотипные комплексы пережили большую степень плавления, чем океанические и шпинелевые, но можно было бы ожидать, что наиболее глубинные перидотиты — гранатовые — окажутся и наиболее железистыми. Имеющиеся данные не подтверждают этого: наиболее часто встречающееся отношение магний : железо составляет в пироповых перидотитах 4,5 : 6,5, т. е. они явно обогащены магнием по сравнению с шпинелевыми¹.

Отметим кстати, что ультраосновные породы щелочно-ультраосновных ассоциаций отличаются необычно большим относительным содержанием железа — их диаграмма характеризуется контрастным пиком в пределах 2,5—3,0 (см. рис. 8). Величина эта намного ниже, чем у остальных ультраосновных пород, и указывает на своеобразные условия возникновения комплексов Гулинского и Кольского полей.

В целом данные по соотношению в перидотитах магний : железо подтверждают сделанные раньше выводы по диаграммам рис. 1, 2, 4—6.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

В дополнение к частным выводам, сделанным при рассмотрении диаграмм, попытаемся сформулировать более общие.

1. Изучение диаграмм по суммарному химизму гипербазитов («базальтовая» и «дунитовая») составляющие, рис. 1, 2) и по некогерентным элементам показывает, что дифференциация в мантии идет двумя путями: в виде частичного плавления, при котором происходит умеренное накопление легких элементов в расплаве (таково происхождение ба-

¹ Такое отклонение от ожидаемой тенденции можно было бы объяснить тем, что гранатовые перидотиты далеко не первичное вещество мантии. Это подтверждается уже самым выносом их кимберлитами и изредка базальтами. Подобный вынос возможен лишь в случае частичного плавления вещества. Наличие значительного количества включений пироповых эклогитов прямо указывает на отделение базальтоподобного вещества на этих глубинах. По-видимому, оно не достигало приповерхностных областей и лишь в малой степени внедрялось в зону шпинелевой фации, а застревало в основном на месте, образуя пироповые эклогиты. Разделение пироповых пород на эклогиты и перидотиты произошло, вероятно, независимо от формирования шпинелевого слоя.

Указанная разница подтверждается и средними значениями магний : железо, полученными из среднего состава глубинных пород:

пироповые перидотиты	5,7
» эклогиты	1,8
шпинелевые перидотиты	2,2

Если наши предположения верны, то в области пироповых пород соотношение эклогит : перидотит должно быть не меньше 15 : 85 (чтобы MgO/FeO смеси было не выше 5,1).

зальтовой коры океанов), и путем реакции богатых водородом газовых струй (сильные кислоты) с элементами повышенной щелочности (сильные щелочи — K, Rb, Cs — Sr, Ba, U, Th, редкие земли). Именно кислотно-щелочная реакция водорода и этих элементов и делает их некогерентными в условиях частичного плавления. Второй процесс целиком связан с усиленной активностью выделения многих малых элементов под континентальной корой и в геосинклинальных условиях и малой активностью под океанами.

2. Наиболее существенной особенностью альпинотипных гипербазитов является их приуроченность к геосинклиналям. В результате зоны альпинотипных перидотитов образуют сеть, внутри ячеек которой развиты только шпинелевые и пироповые разности. Другими словами, трехъярусное строение: альпинотипные — шпинелевые — пироповые породы — можно ожидать только в узких зонах. В остальном на преобладающей части земного шара развиты только глубинные фации, образующие двухслойный планетарный горизонт верхов мантии.

3. Данные о возрасте альпинотипных перидотитов еще недостаточны. Но как будто чаще всего приводятся возрасты, значительно большие, чем возраст геосинклинальных базальтов. Если положение с определением возраста гипербазитов не изменится, то достаточно вероятным решением вопроса является первичное обособление перидотитов в период возникновения геосинклинального пояса. Их появление на отдельных этапах развития пояса (в начале отдельных циклов), вероятно, происходит реже. Однако полностью разрывать во времени скопление перидотитов и ранних базальтов представляется нерациональным. В этом отношении кажется очень существенным установление Л. В. Дмитриевым комплементарности составов континентального толента и альпинотипных перидотитов.

4. Характер остаточного перидотитового вещества в геосинклиналях и в других областях показывает, что процессы дифференциации идут более интенсивно под геосинклиналями, чем под океанами и под платформами. «Энергоемкость» геосинклинального процесса оказывается наивысшей.

5. Развитие перидотитовых ассоциаций в связи с развитием структур литосферы происходит, видимо, следующим образом. Протерозойские геосинклинальные прогибы, по крайней мере известные нам, явно внутри- или межконтинентальные. Мелкие размеры платформ определяют в это время частую сеть в общем не крупных геосинклиналей. Соответственно и альпинотипные перидотиты еще не образуют мощных и протяженных зон более поздних периодов. Продолжающаяся по мере замыкания геосинклиналей консолидация континентальной коры ведет к возникновению платформ и геосинклинальных поясов (верхи протерозоя).

Никаких данных о существовании в протерозое океанов на месте современных древних платформ нет. Наоборот, характер разрезов, состав осадков, химические составы пород недвусмысленно говорят об условиях либо первичной (андезитовой?) коры, либо о близких к континентальным.

В конце протерозоя и, вероятно, в разное время для разных областей закладывается новый тип геосинклинальной сети — система геосинклинальных поясов (Шейнманн, 1955, 1959; Муратов, 1965). Главную роль приобретают межконтинентальные и, возможно, окраинные геосинклинали. По мере вставания древних платформ в современные материки межконтинентальные промежутки исчезают, и роль окраинных геосинклиналей увеличивается.

С появлением сети геосинклинальных поясов значение альпинотипных гипербазитов как показателей начальных этапов развития геосинклиналей возрастает. Мы во всем предыдущем изложении опирались на гипербазиты именно этих структур.

Можно отметить, что «исчерпание» межконтинентальных геосинклиналей и полное исчезновение протерозойской мелкоячеистой геосинклинальной сети очень помогло возникновению мысли о том, что альпинотипные гипербазиты являются остатками огромных покровов гипербазитов океана, остатками, уцелевшими при исчезновении самого океана. Подобную мысль было бы трудно развить, опираясь на материал эпох преимущественного развития меж- и внутриконтинентальных геосинклиналей.

Различие в характере распределения альпинотипных перидотитов в протерозое и затем в фанерозое позволяет считать, что каналы, по которым подымалось глубинное вещество — источник некогерентных элементов, образовались постепенно. Первые порции глубинного вещества использовали сравнительно частую сеть малых каналов (ей соответствуют геосинклинали протерозоя). В этот период идет интенсивное, в общем площадное, обогащение коры некогерентными элементами. Позже потоки подымающегося глубинного вещества концентрируются в небольшом числе образовавшихся при его подъеме каналов и создают геосинклинальные пояса современности. Именно к этому времени формируются в типичном виде зоны Беньоффа.

Несмотря на ряд неясностей, главным образом касающихся истории, а не самого процесса, мы имеем право на основании изложенного выше утверждать, что как характер ультрабазитовых комплексов платформ, океанов и геосинклиналей, так и механизм обогащения коры некогерентными элементами и распределение их на Земле согласно показывают коренное отличие ультрабазитовых комплексов геосинклиналей от других. Это не позволяет считать идентичными происхождение и вещество геосинклинальных и океанических гипербазитов. Альпинотипные гипербазиты поэтому не могут свидетельствовать о бывшем на их месте океане. Вернее всего, они были связаны с областями, аналогичными современным окраинным и средиземным морям, с их отличными от океана корой, режимом и историей развития.

История формирования современной самой верхней оболочки мантии еще только начинает изучаться. Однако уже первые данные показывают существенные особенности ее развития, в частности глубинное, в основном на месте, разделение вещества на пироповые перидотиты и пироповые эклогиты.

Литература

- Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961.
- Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А., Карапетян К. И., Малхасян Э. Г., Меликсетян Б. М., Мнакацакатыан А. Х., Чибухчян Э. О. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Белов В. П. Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа. — Вестн. Моск. ун-та, 1964, № 1.
- Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия (на примере Алданского щита) — Геотектоника (в печати).
- Денисов Е. П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтах. — В кн.: Кора и мантия Земли. М., «Наука», 1968.
- Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. — Геохимия, 1972, № 11.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис., ГЕОХИ, М., 1973.
- Дмитриев Л. В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1973.
- Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород. — Тр. НИИГА, М., Госнаучтехиздат, 1961, вып. 122.

- Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н.* Ассоциация щелочных базальтоидов — базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасарова Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Карелии. М., «Недра», 1965.
- Леснов Ф. П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового плутона (северное Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972.
- Лутц Б. Г.* Реакции эклогитизации в глубинных породах.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 5.
- Лутц Б. Г.* Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и мантийном субстрате.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 2.
- Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, Изд-во АН СССР, Уральский фил., 1966.
- Морковкина В. Ф.* Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— В кн.: Интрузивные породы и проблемы их петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Муратов М. В.* Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Наливкина Э. Б.* Офиолитовые ассоциации докембрия Украины. Автореф. докт. дис. Киев, Ин-т геол. наук АН УССР, 1973.
- Палаванджян С. А.* Геология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпинотипные перидотиты юга Сибири. М., «Наука», 1966.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Попов И. Б.* Ультрабазиты западного склона Среднего и Северного Урала.— В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, «Наука», 1972.
- Сирия Л., «Недра», 1969.*
- Соболев В. С., Соболев Н. В.* Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.
- Сулейманов С. М., Баба-заде В. М.* Геологические условия формирования и размещения хромового оруденения в офиолитовой формации Малого Кавказа. Баку, Азерб. гос. изд-во, 1967.
- Шейнманн Ю. М.* Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
- Шейнманн Ю. М.* Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Тр. ВНИИ, 1. Магадан, 1959, вып. 49.
- Шейнманн Ю. М.* Гипербазиты и верхняя мантия.— В кн.: Проблемы петрол. гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1972.
- Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Ф.* Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии.— В кн.: Гулинская интр. ультраосновн. щелочн. пород. М., Госнаучтехиздат, 1961.
- Bertrand J.* Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flych des Gêtes (Haute — Savoie, France).— Archives des Sciences. Geneva, 1970, v. 23, fasc. 2.
- Bilgrami S. A.* Distribution of Cu, Ni, Ca and Cr in rocks of the Hindubagh Igneous Complex, Zhob valley, West Pakistan.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 72, Dec., 1729—1738.
- Challis Gw. A.* The origin of New Zealand ultramaphic intrusions.— J. Petrol., 1965, v. 6, No. 2.
- Coleman R. G.* New Zealand Serpentinities and associated metamorphic rocks.— N. Z. Geol. Surv. Bull., 1966, No. 76.
- Fisher R. L., Engel C. G.* Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Frensh.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, No. 7.
- Forbes R. B.* Ultrabasic inclusions from the basalts of the Hut Point area, Ross island. Antarctica.— Bull. volcanol., 1963, v. XXXVI, B. Y.
- Green D. H.* The petrogenesis of the High-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall.— J. Petrol., 1964, v. 5, No. 1.
- Green D. H.* High-temperature peridotite intrusions. «Ultramaphic and Related Rocks» (edit. Wyllie P. J.) New York — London — Sydney, 1967.
- Жедязкова-Панайотова М.* Голямокаменската група ультрабазитовы масивы и тяхната хромитоносност. Годишник на Софийск. Унив. Биол.-геол. фак., кн. 2. София, 1960.
- Herris P. C., Hutchisson R., Paul D. K.* Plutonic xenoliths and their relations to the upper mantle.— Phil. R. Soc. London, 1972, A-271, No. 1213.
- Himmelberg G. R., Loney R. A.* Petrology of the Vulcan Peak Alpine-Type Peridotite, Southwestern Oregon.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, No. 5.
- Илий М. М., Карамата С., Попевич А., Симић И.* Фелдспат-перидотитовы масивы Шулана (накички ультрамафитостоски масив).— Геолошки анали Балканского полуострова. Београд, 1967, т. XXXIII.
- Yrvine T. N., Fidlay T. C.* Alpine-Type Peridotite with particular reference to the Bay of

- Islands Igneous Complexes.— In: The ancient oceanic lithosphere. Publ. Earth Physics Branch; Dert. Energy, Mines and Resources, 1972, v. 42, No. 3.
- Karamata J. M., Knežević V.* Serpentinites and ultramafic rocks of East Serbia. Carp.-Balc. Geol. Ass., VIII Congr, Belgrade, 1967.
- Kuno H.* Mafic and ultramafic nodule from Ytinome-Gata, Japan.— In: Ultramafic and related rocks. (ed. Willie P. J.). New York — London — Sydney, 1967.
- Kushiro J., Yoder H. S.* The reactions between forsterite and anorthite at high pressures.— Carnegie Inst. Wash., 1965, v. 64.
- McGregor J. D.* Stability fields of spinel and garnet periodites in the synthetic system MgO—CaO—Al₂O₃—SiO₂.— Carnegie Inst. Wash. Year book, 1965, v. 64.
- Moore E. M., Vine F.* The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust; evolution and implications.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, A-268, No. 1192.
- Pamić J.* Osnovna petrološke karakteristika kromitskog područia Duboštica u Bosni.— Geološki glasnik, Sarajevo, 1970, No. 14
- Pamić J. J.* Some petrological features of Bosnian Peridotite — Gabbro — Complexes in the Dinaride Zone of Yugoslavia.— Tschermaks Min. Petr. Mitteilungen, 1971, No. 15.
- Pusztaszeri L.* Étude pétrographique du massif du Cheneillet (Haute-Alpes, France).— Bull. Suisse de Minéralogie et Pétrographie, 1968, No. 49/3.
- Reed J. J.* Chemical and modal composition of dunite from Dun mountain, Nelson — N.— Z. J. Geol. a. Geophys., 1959, No. 5.
- Trubelja F., Pamić J.* Petrološka studija planine Ozrena. Jugosl. Ak. Znan. i Umjeth.— Acta geologica, 1965, v. IV.
- Willie P. G.* Ultramafic and related rocks. Ed. Willie P., N. Y., 1967.

Институт физики
Земли
АН СССР

Статья поступила
7 февраля 1974 г.

УДК 551.24.035

Д. А. КАЗИМИРОВ

ИМПУЛЬСНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Показано, что упругие деформации могут играть значительную роль в процессе тектогенеза. Выделяется новый тип движения — «импульсные тектонические движения» как форма движения в упругой области поведения горных пород. Основные черты этих движений — дискретность и контрастность, чередование продолжительных периодов относительного покоя с импульсами быстрого, почти мгновенного перемещения и снятия напряжений. Рассматривается с новых позиций механизм образования шарьяжей и высказывается предположение о существовании механических уровней в земной коре по пластическим и прочностным свойствам горных пород.

Механизм образования тектонических элементов — один из основных вопросов при изучении процессов формирования и развития структур разных порядков, включая и структуры планетарного масштаба.

Представления о механизме образования структур входят практически во все геотектонические гипотезы и, как правило, это наиболее слабо разработанные и обоснованные их разделы.

Несмотря на то что в общем не возникает сомнения в важности этого вопроса, его изучению уделяется мало внимания. Основная причина такого положения, по-видимому, та, что для выяснения механизма образования тектонических элементов недостаточны традиционные геологические методы исследования, кроме них нужно привлекать представления теории упругости, теории пластичности, данные о механических свойствах материалов (горных пород), использовать экспериментальные и математические методы, применять современную вычислительную технику, что сильно затрудняет постановку и проведение исследований.

Но без прогресса в изучении механизма образования тектонических элементов, очевидно, нельзя решить целый ряд кардинальных проблем геотектоники, а теперь уже и планетологии и подойти к созданию общей теории строения и развития Земли. Кроме того, эти вопросы имеют большое значение для решения практических задач геологии.

Поэтому работы такого направления необходимо развивать и ставить на должном научном уровне, несмотря на все трудности, связанные с проведением этих исследований.

В каждой науке на разных этапах ее развития делаются те или иные предположения о ведущих факторах, определяющих изучаемые явления; в свое время были высказаны прогрессивные представления о ведущей роли медленных тектонических движений, пластической деформации и течения горных пород при формировании тектонических структур. Другие аспекты поведения твердых тел, и, в частности, упругие свойства и хрупкое разрушение горных пород, рассматривались как не имеющие существенного значения в геологических процессах в связи с длительностью последних и исходя из предположения о том, что они протекают с очень малыми скоростями. Представления о ведущей роли медленных тектонических движений, пластических деформаций и течения горных пород легли в основу объяснения механизма образования тектонических элементов, причин их возникновения и построения схем развития. Эти положения явились основой для постановки и проведения

экспериментальных исследований, разработки теории подобия и математических расчетов по механизму образования структур (Белоусов, Гзовский, 1964).

Однако дальнейшее развитие науки и накапливаемый фактический материал показали, что с этих позиций нельзя объяснить целый ряд тектонических явлений. Хороший пример в этом отношении представляют шарьяжи, существование которых ставилось под сомнение, в частности потому, что они не получали своего объяснения с точки зрения принятых представлений о механизме образования структур. Если исходить из ведущей роли пластических деформаций горных пород при образовании тектонических структур, не удастся объяснить происходящего при формировании шарьяжей перемещения относительно тонких пластин на значительные расстояния, образования многослойных покровов; движения тонких покровов по изогнутой поверхности как вниз, так и вверх по падению; перемещения покровов по относительно тонким швам. В то же время по мере проведения геологических исследований выясняется все большее значение шарьяжей в структуре земной коры. Создалось положение, при котором существование таких структур доказано, а процесс их формирования необъясним. Как пишет А. Надаи (1969), это приводит нас к механическому парадоксу больших надвигов.

Действительно, для перемещения тонкого покрова даже по поверхности, близкой к горизонтальной, при приложении сил к его торцу необходимы напряжения, которых не выдержала бы ни одна горная порода, тем более что при медленных движениях (медленном приложении сил) имела бы место релаксация напряжений и местная пластическая деформация торца покрова.

Объяснение движения покровов действием гравитационных сил также встречается с серьезными затруднениями, так как коэффициент трения велик и поэтому углы наклона должны быть весьма значительны, порядка 17° (Надаи, 1969). Для уменьшения коэффициента трения рассматривается скольжение по тонкому слою высокопластичных пород и повышенное давление жидкости в области тектонического шва. Такие явления не приходится отрицать, но рассматривать их как причину образования шарьяжей, по-видимому, малоперспективно. Во-первых, в этом случае требуется особое стечение обстоятельств, т. е. явление становится уникальным, и во-вторых, таким образом нельзя объяснить движения покровов вверх по падению плоскости скольжения, а вопросы формирования многослойных покровов, очевидно, вызовут непреодолимые трудности.

Следовательно, если исходить из предположения о ведущей роли медленных тектонических движений и больших пластических деформаций горных пород, то в принципе нельзя объяснить механизм образования ряда тектонических элементов.

Такое положение, по-видимому, связано с тем, что ранее принятые и в свое время прогрессивные представления о факторах, определяющих механизм образования структур, на современном уровне развития тектоники приводят к недопустимой схематизации геологических условий, в которых происходит формирование тектонических элементов и деформация горных пород, а также представлений о механических свойствах горных пород в этих условиях. В сложном процессе деформации и разрушения твердых тел (горных пород) применительно к задачам тектоники без достаточного обоснования одним вопросам придается ведущее значение, другие рассматриваются как не играющие заметной роли. Так, например, принято считать, что для решения задач тектоники не существенна упругая область поведения материала в связи с тем, что деформации здесь измеряются долями процента.

Очевидно, в настоящее время необходима более строгая постановка проблемы механизма образования тектонических элементов с уточне-

нием и определением относительного значения различных параметров в этом сложном процессе.

В настоящей статье сделана попытка рассмотреть возможную роль некоторых параметров в процессе механизма образования тектонических элементов, что, по мнению автора, позволяет получить новые представления об этом сложном процессе и поставить в порядке обсуждения ряд вопросов. Как пример, на котором можно хорошо показать принципиальные стороны развиваемых положений, рассмотрен вопрос о механизме образования шарьяжей.

Механизм образования тектонических элементов в основном определяют:

— геологические условия, в которых происходит деформация горных пород (скорости деформации, напряжения, всесторонние давления, температуры);

— механические свойства горных пород в геологических условиях (упругость, пластичность и разрушение горных пород в реальных диапазонах изменения скоростей деформации, напряжений, всестороннего давления и температуры, фазовые переходы);

— геологическая обстановка формирования тектонических элементов (форма деформируемого тела, условия приложения сил, граничные условия, т. е. механическая модель тектонического элемента). Остановимся последовательно на некоторых аспектах этих вопросов, в той мере, в какой это можно сделать в краткой статье и насколько позволяет состояние их изученности.

1

Геологические условия деформации горных пород начнем рассматривать со скоростей тектонических движений. По этому очень важному признаку, по-видимому, следует выделить два типа тектонических движений: I. плавные тектонические движения;

II. импульсные тектонические движения.

Плавные тектонические движения — это медленные вертикальные и горизонтальные перемещения, скорости которых изменяются постепенно и составляют доли миллиметра, миллиметры и первые десятки миллиметров в год. Движения этого типа считаются основной формой геологических движений и являются предметом постоянного изучения, поэтому на их характеристике подробно останавливаться нет смысла.

Импульсные тектонические движения — это движения, основными чертами которых являются дискретность и контрастность, чередование периодов относительного покоя — периодов накопления напряжений с импульсами быстрого движения и сбрасывания напряжений. Общее перемещение при этих движениях — сумма частных смещений при каждом импульсе.

Наиболее яркий пример проявления импульсных тектонических движений — движения по разрывам, приводящие к возникновению землетрясений. В настоящее время эта форма импульсных тектонических движений хорошо изучена и по ней можно составить представление об этом типе движений. Кратко остановимся на этом вопросе.

Скорости распространения движения, «вспарывания шва» разрыва достигают 1,5—3 км/сек (0,9 скорости поперечной волны). Это скорости снятия напряжений, скорости относительного перемещения крыльев разрыва равны примерно 1 м/сек (Магницкий, 1965). Следует особо подчеркнуть, что скорость снятия напряжений при импульсных тектонических движениях отличается от скорости перемещений при плавных тектонических движениях примерно на 14 порядков, т. е. между ними астрономическое различие в скоростях, и это качественно разные явления.

Размер плоскости тектонического разрыва или участка его плоскости, по которой происходит смещение при импульсных движениях, колеблет-

ся от первых метров примерно до 1000 км (в пределах пяти порядков), величина смещения достигает первых десятков метров.

Периодичность импульсов, если ее устанавливать по сильным землетрясениям, примерно равна 100—150 лет (Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, 1969). Это значит, что за этот период подготовки к импульсу движения постепенно накапливающиеся деформации (напряжения) достигнут критического значения. Если считать скорость нарастания деформаций, установленную для района разрыва Сан-Андреса в $0,5 \cdot 10^{-13}$ сек⁻¹, типичной, то за 100 лет она достигнет значения $—2 \cdot 10^{-4}$, а критическое напряжение $6 \cdot 10^7$ дин/см².

Величина предельных скальвающих напряжений при землетрясениях примерно равна $10^7—10^8$ дин/см², энергия изменяется от 10^6 до 10^{25} эрг. Время движения при импульсе измеряется секундами и минутами (Магницкий, 1965).

Таким образом, период подготовки от периода собственно движения по продолжительности отличается на 7—8 порядков.

Очень интересные исследования, характеризующие период подготовки к импульсному смещению, выполнены в Венгрии (Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, 1969). В результате повторных нивелировок, как пишет Л. Бендефи, установлено: «Деформации коры, предшествующие землетрясению, показывают, что в районе эпицентра, ограниченном кругом 70—80 км, развивались очень большие напряжения в коре, приведшие к значительным упругим деформациям» (стр. 13). Деформации коры, предшествующие землетрясению, проявляются в виде синусоидальных волн длиной в несколько десятков километров. По мере приближения к будущему эпицентру длина волн уменьшается, а амплитуда увеличивается. После землетрясения волновая картина деформации земной поверхности сохраняется с изменением фазы на обратную.

Насколько широко распространена такая форма импульсных тектонических движений, можно судить по распространению землетрясений. Это, по-видимому, одна из основных форм тектонических движений в подвижных поясах земного шара, где, по мнению П. Н. Кропоткина (1971), в грубом приближении сосредоточены все деформации, приводящие к сокращению или росту земной коры. Вероятно, существуют различные формы импульсных тектонических движений, в частности не связанные с возникновением землетрясений. С этой точки зрения интересны процессы движения по тектоническим разрывам в платформенных областях, и пока нет оснований ограничивать круг изучения этого явления только движениями по разрывам, вызывающими землетрясения.

Импульсные тектонические движения, по мнению автора, должны стать объектом внимательного изучения со стороны геологов, так как можно предполагать, что в процессах формирования ряда тектонических элементов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых импульсные тектонические движения в отдельных случаях, возможно, играют даже большую роль, чем плавные тектонические движения.

2

Рассмотрим теперь, как и в какой мере физические условия, в которых происходит деформация горных пород, могут влиять на механические свойства последних и определять их поведение при тектогенезе. Нужно сразу же оговориться, что данных по механическим свойствам горных пород мало, они очень разрознены и недостаточно надежны, поэтому в большинстве случаев можно говорить только о тенденциях изменения механических свойств и для более убедительного решения вопроса привлекать сведения по другим материалам. Напомним в самом общем виде некоторые основные представления о деформации твердых тел.

Полный процесс деформации твердого тела (Фридман, 1952) складывается из трех последовательных стадий: упругих деформаций, пластических деформаций и разрушения. В области упругой деформации поведения материала в общем имеет место прямая пропорциональность между нагрузками и деформациями, описываемая законом Гука. После снятия напряжений упругая деформация исчезает. Повышение напряжений ведет после упругой деформации или к хрупкому разрушению, или к пластической деформации. Величина напряжений, соответствующая этому переходу, носит название предела пропорциональности, или предела упругости. В реальных телах пластическое течение обычно сопровождается повышением напряжения. После пластического течения, как правило, наступает кратковременное увеличение скорости деформации и происходит разрушение. Для изучения составляющих деформаций проводят опыты с мгновенной разгрузкой образца и регистрируют обратные деформации, а затем вновь нагружают образец. Эти опыты показывают, что общая деформация состоит из упругой, условно мгновенной, которая снимается после снятия нагрузки, упругого последствия — деформации, исчезающей со временем, и остаточной пластической деформации. В любой момент времени действия напряжений общая деформация твердого тела равна сумме этих трех составляющих. При деформации твердого тела происходит релаксации упругих напряжений и переход упругой деформации в пластическую.

Механические свойства твердых тел характеризуют основными точками перехода на кривой «деформация — напряжения» — пределом упругости, пределом текучести и пределом прочности, которые не постоянны. Они очень сильно зависят от условий деформации твердого тела — способа приложения напряжений, всестороннего давления и температуры.

Рассмотрим в самом общем виде эти зависимости для горных пород, привлекая данные и по другим материалам, механические свойства которых несравненно лучше изучены.

Зависимость механических свойств горных пород от скорости деформации должна представлять особый интерес в связи с указанными выше весьма значительными различиями в скоростях плавных и импульсных тектонических движений. В технике давно признано (Рахматулин, Демьянов, 1961), что динамические свойства материалов в условиях быстрого нагружения и удара (10—300 м/сек до скорости упругой волны) существенно отличаются от их свойств при приложении статической нагрузки (скорости деформации 10^{-3} сек⁻¹).

С повышением скорости приложения нагрузки в общем случае модуль упругости почти не меняется, но сильно возрастает упругая область работы материала и значительно повышается предел текучести и прочности. Интересно то, что хотя динамические пределы текучести значительно выше соответствующих статических величин, они почти не меняются в широкой области скоростей ударных нагрузок. А. Рахматулин и Ю. Демьянов (1961) отмечают, что для материала, обладающего упруго-пластическими свойствами, теоретически следует, что существует критическая скорость удара. При скорости удара выше критической образец разрушается мгновенно, в его оставшейся части должны отсутствовать остаточные деформации (критическая скорость для металлов 30—60 м/сек). Значительный интерес для решения задач тектоники может представлять сильная зависимость влияния скорости деформации на механические свойства материалов от температуры. Для стали при переходе от статического способа нагружения к динамическому (Рахматулин, Демьянов, 1961) предел прочности при растяжении для температур в интервале от 20 до 400° увеличивается примерно в 1,5 раза, при температурах 600—800° — в 5 раз, а при 1000° — в 7 раз. Приведем некоторые сведения о зависимости механических свойств горных пород

от скорости деформации. Предел текучести известняка (Магницкий, 1965) поднялся примерно на 20% при очень быстром, почти импульсном нагружении. Проведенные испытания для известняка, песчаника и диорита показали, что разрушающие напряжения для материалов в хрупком состоянии увеличиваются с увеличением скорости деформации и, наоборот, происходит переход от хрупкого состояния к пластическому, т. е. от разрушения путем скалывания к течению при уменьшении ско-

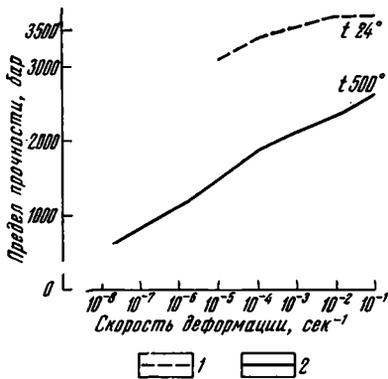


Рис. 1

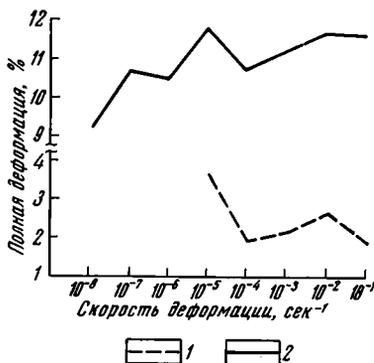


Рис. 2.

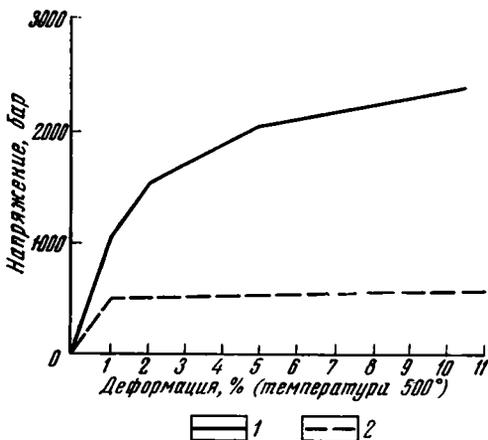


Рис. 3.

Рис. 1. Скорость деформации и прочность
1 — песчаник, 2 — мрамор

Рис. 2. Скорость деформации и пластичность
1 — песчаник, 2 — мрамор

Рис. 3. Скорость деформации и зависимость «напряжение — деформация» для мрамора
1 — скорость деформации 10⁻¹ сек⁻¹, 2 — скорость деформации 10⁻⁸ сек⁻¹

рости деформации с понижением предела прочности. Теперь обратимся к приведенным графикам (составленным в основном по данным Справочника физических констант горных пород, 1969).

Как видно на графике «предел прочности — скорость деформации» (рис. 1), с повышением скорости растет предел прочности примерно на 20% для песчаника, при температуре 24°, а для известняка при 500° предел прочности увеличивается в 5 раз. Из графика «предел пластичности — скорость деформации» (рис. 2) следует, что пластические свойства известняка увеличиваются, а песчаника — падают с повышением скорости деформации. На графике (рис. 3) «деформация напряжения» хорошо видно, что с увеличением скорости деформации для известняка при температуре 500° сильно возрастает область упругой деформации, предел упругости повышается более чем в 2 раза.

Нужно отметить, что эти данные показывают только тенденцию изменения основных механических свойств горных пород в зависимости от увеличения скорости деформации. В реальных геологических условиях

истинная картина должна быть значительно контрастней, так как скорости деформации при импульсных тектонических движениях на несколько порядков выше, чем скорости испытания образцов горных пород, данные по которым приведены на графиках. Это сведения по экспериментам со скоростями деформации, находящимися еще в статической области и только приближающимися к области динамических испытаний.

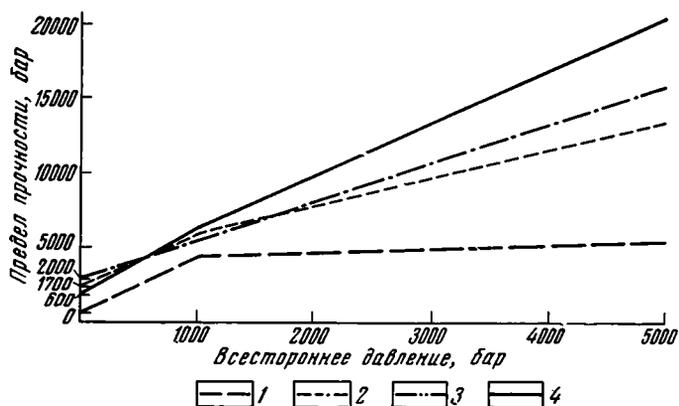


Рис. 4. Всестороннее давление и прочность
1 — мрамор, 2 — доломит, 3 — базальт, 4 — гранит

Рассмотрим влияние высоких всесторонних движений на основные показатели механических свойств материалов. В статье А. Лодсона «Давление как параметр физики твердого тела» (Твердые тела под высоким давлением, 1966) приведены сведения о механических свойствах материалов при давлениях до 10 кбар. Упругие постоянные возрастают с повышением всестороннего давления, хотя в некоторых материалах наблюдается обратная зависимость, что, возможно, связано с фазовыми переходами в веществе. Повышается предел текучести, материал становится более пластичным, и значительно возрастает величина пластической деформации до разрушения. П. Бриджмен (Твердые тела под высоким давлением, 1966) пишет, что точка перехода в пластическое состояние, а также предел прочности на разрыв отодвигаются под действием большого гидростатического давления намного выше своих нормальных значений. Некоторые данные о зависимости предела прочности и пластичности от высоких всесторонних давлений приводятся на графиках (рис. 4, 5). Как видно на первом из них, предел прочности повышается с увеличением всестороннего давления, причем весьма различно для разных пород. Интересно отметить, что при некоторых давлениях, например порядка 500 бар, разные породы должны иметь одинаковый по величине предел прочности (кривые на графике пересекаются), т. е. это значит, что на определенной глубине, порядка 2—3 км, можно ожидать зону равной прочности этих пород.

Пластические свойства горных пород при повышении всестороннего давления, как видно на графике (рис. 5), изменяются различно при общей тенденции повышения пластичности с повышением всестороннего давления. Рассматривая график, можно выделить области с всесторонним давлением, где пластические свойства отдельных горных пород сильно различаются между собой, и области, где эти различия исчезают. Если, как видно на графике, при всестороннем давлении в 1000 бар величина пластической деформации до разрушения для доломита составляет 2%, а для известняка 30%, то при всестороннем давлении порядка 3000 бар они одинаковы и примерно равны 17%.

Изменение температуры, как известно, сильно влияет на механические свойства твердых тел. С повышением температуры понижается модуль упругости (Магницкий, 1965; Фридман, 1952). Влияние температуры на сопротивление пластической деформации весьма сложное, но в общем случае наблюдается уменьшение сопротивления пластической деформации при повышении температуры, однако иногда у поликристаллов наблюдается обратное явление, а именно увеличение сопротивления пластической деформации с повышением температуры. В большинстве подобных случаев удалось показать, что на чисто физическое влияние температуры накладывается влияние физико-химических процессов, происходящих при нагреве. Имеется ряд материалов, подверженных тепловой хрупкости, у которых при повышении температуры происходит

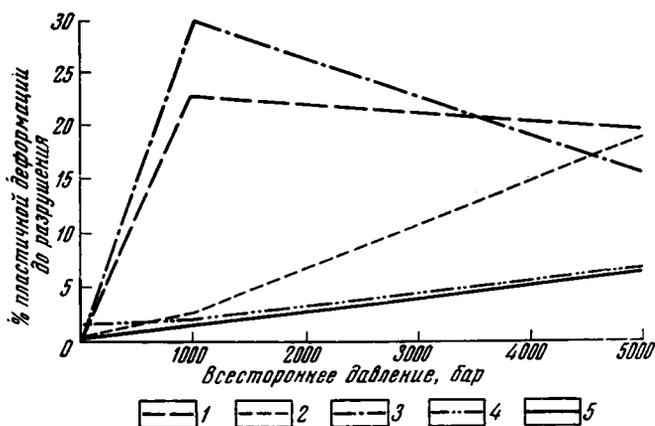


Рис. 5. Всестороннее давление и пластичность
1 — мрамор, 2 — доломит, 3 — известняк, 4 — базальт, 5 — гранит

переход от внутрикристаллического к междукристаллическому разрушению ввиду более сильного (по сравнению с прочностью самих зерен) падения прочности границ между ними при повышении температуры. Поведение материалов при низких температурах, вплоть для близких к абсолютному нулю, может теперь представлять определенный интерес в связи с изучением строения и развития планет и в первую очередь Луны, тем более что понижение температуры сильно сказывается на механических свойствах материала; так, при температурах порядка -80 — -250° в несколько раз повышается сопротивление начальным пластическим деформациям — предел текучести.

Нужно иметь в виду, что отмеченные выше зависимости изучались в основном на металлах, но имеющиеся данные по горным породам свидетельствуют, что общие тенденции выдерживаются. Как видно на графике (рис. 6), с повышением температуры происходит в общем значительное понижение предела прочности горных пород. Изменения идут неодинаково для различных горных пород, и это приводит при повышении температуры до 500° к сближению величин пределов прочности для гранита, базальта и известняка. Пластические свойства горных пород при повышении температуры меняются еще более резко (рис. 7). Например, гранит при комнатной температуре имеет самый низкий (из рассмотренных пород) процент пластической деформации до разрушения — 5%, а с повышением температуры до 500° пластичность его резко возрастает и достигает 25%, т. е. превышает процент пластической деформации до разрушения для известняка. При промежуточных температурах процент пластической деформации до разрушения у гранита совпадает с базальтом (примерно при 200°), доломитом (350°) и известняком (примерно 500°).

Данные о влиянии условий деформации на прочность и пластичность горных пород позволяют сформулировать в порядке постановки два важных положения.

1. Условия деформации горных пород в реальной геологической обстановке могут определять их механические свойства больше, чем вещественный состав.

2. Изменение условий деформации (например, с глубиной) может приводить к исчезновению и появлению границ по механическим свойствам между породами разного состава.

Такая зависимость механических свойств горных пород от условий деформации, по-видимому, играет большую роль в тектонических процессах.

Если второе положение справедливо, то есть основание предполагать существование региональных или даже планетарных границ по механическим свойствам горных пород.

А. В. Пейве еще в 1961 г. указал на широкое распространение тангенциальных границ раздела и глубинных тангенциальных тектонических зон, в значительной мере определяющих процессы тектогенеза.

Возможно, что некоторые из этих границ связаны с изменением механических свойств горных пород под действием температуры и давления.

Такие границы могут, плохо или совсем не улавливаться геофизическими методами. Геофизика для изучения глубинного строения в основ-

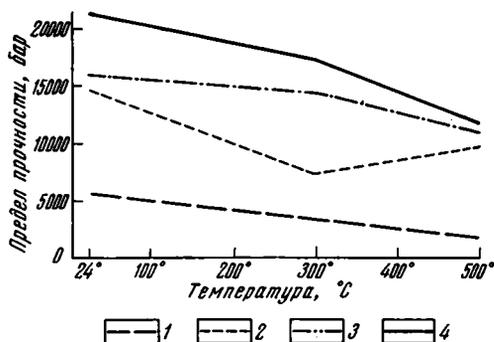


Рис. 6. Температура и прочность (всестороннее давление 5000 бар)

1 — мрамор, 2 — доломит, 3 — базальт, 4 — гранит

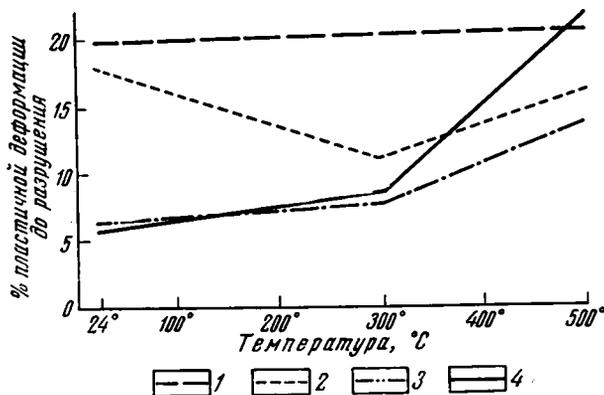


Рис. 7. Температура и пластичность

1 — мрамор, 2 — доломит, 3 — базальт, 4 — гранит

ном использует упругие показатели среды, которые меньше зависят от всесторонних давлений и температур, чем пластичность и прочность, поэтому геофизические методы вряд ли позволят выявить уровни с близкими пластическими или прочностными характеристиками для различных горных пород.

В заключение еще раз можно констатировать, что, к сожалению, зависимости механических свойств горных пород от скорости деформации,

всестороннего давления и температуры, в значительной мере определяющие геотектонические процессы, механизм образования и строение тектонических элементов, почти совсем не изучены, и пока мы можем говорить только о некоторых тенденциях на основе малого количества разрозненных и часто противоречивых данных.

3

Остановимся теперь на некоторых вопросах механизма образования структур.

Если механические свойства горных пород сильно зависят от условий деформации, поведение горных пород при плавных тектонических движениях и при импульсных тектонических движениях должно быть совершенно различным.

Указанные выше соотношения скоростей плавных и импульсных тектонических движений позволяют сделать предположение, что при плавных тектонических движениях основное — пластическая деформация горных пород.

Плавные тектонические движения — это, по-видимому, форма движения в пластической области поведения горных пород.

При больших скоростях импульсных тектонических движений должна резко возрастать область упругой деформации горных пород, значительно и многократно повышаться их прочность и сильно уменьшаться способность к пластической деформации вплоть до хрупкого разрушения.

Импульсные тектонические движения, по-видимому, можно рассматривать как форму движения в упругой области поведения горных пород и, в частности, это собственно форма движения по тектоническим разрывам.

Теперь с этих позиций, с позиций ведущей роли упругих, а не пластических свойств горных пород при формировании некоторых тектонических элементов, можно рассматривать механизм образования шарьяжей.

В настоящей статье остановимся только на принципиальной стороне этого вопроса. Перемещение при образовании и развитии шарьяжей идет по плоскостям разрыва. Если импульсные тектонические движения, в частности, являются формой движения по тектоническим разрывам, то естественно предположить, что они привели к образованию и этих тектонических элементов.

Шарьяж, видимо, можно рассматривать как тектонический разрыв, отличающийся от других типов разрывов только тем, что первоисточник напряжений — автохтон, к которому и приложены тектонические силы. Напряжения в аллохтоне в этом случае вторичны и связаны с деформацией автохтона. Движение по шарьяжу, вероятно, идет в условиях ведущей роли упругих деформаций горных пород.

В общем виде механизм движений удобно рассматривать на схеме, представляющей собой как бы вырезанный элемент покрова (рис. 8). Для того чтобы можно было видеть деформацию (упругую) пластин и перемещение отдельных частей верхней пластины относительно нижней, проведены вертикальные линии. В исходный момент расстояния между этими линиями равны. К автохтону прикладываются силы, растягивающие или сжимающие его (последнее не играет роли) и, что существенно, имеющие некоторый градиент. Под действием этих сил происходит упругая деформация растяжения (в данном случае) нижней пластины и имеющего определенные связи с ней покрова (верхней пластины). В соответствии с градиентом напряжений растяжение увеличивается от левой части к правой. Когда напряжения в правой части достигают критического значения, т. е. величины равной или превышающей силы сцепления и трения между пластинами, произойдет срыв участка покрова с нижней пластины, его перемещение и спад напряжений в сорванном

элемента покрова. Дальнейшее возрастание напряжений в нижней пластине, очевидно, должно привести к срыву, смещению и перераспределению напряжений в следующем участке покрова, и т. д.

Таким образом, общее перемещение покрова представляет собой сумму большого количества малых смещений, срывов по плоскости тектонического разрыва в процессе импульсного движения по нему. Собственно, это обычная картина движения по тектоническому разрыву, которое осуществляется в результате большого количества различных по величине срывов, происходящих по его плоскости и, в частности, обуславливающих возникновение землетрясений.

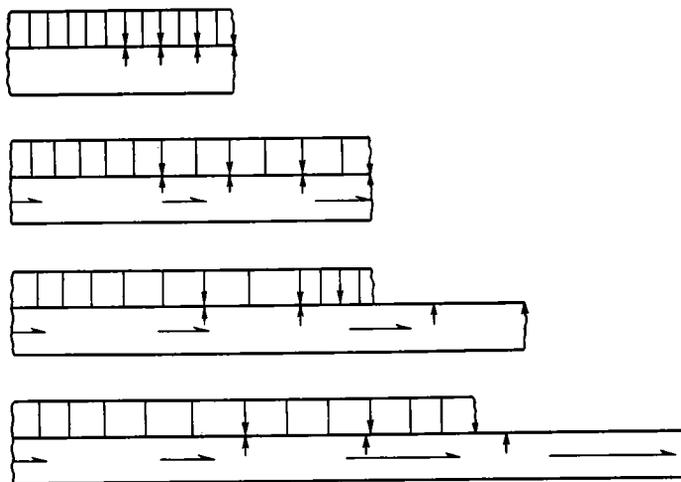


Рис. 8. Схема перемещения элемента покрова

При такой постановке задачу о перемещении одной пластины относительно другой с последовательным местным нарушением сцепления по их контакту и срывами отдельных площадок можно с полным основанием сформулировать как математическую задачу, решаемую методами теории упругости. Учитывая, что теория упругости разработана хорошо, имеется реальная возможность построить математическую модель движения по шарьяжу исходя из существующих тектонических условий и при ее анализе использовать данные о механических свойствах горных пород. Первый шаг в этом направлении нами уже сделан.

Геологически сформулирована задача о движении элемента покрова. Построена (А. В. Гордеевым) математическая модель и выполнен на ЭВМ анализ движения элемента покрова во времени (подробно результаты этих исследований будут изложены в отдельной статье). При расчете брался элемент покрова, состоящий из семи площадок, и анализировалась последовательность срыва на них во времени и размеры перемещений при равномерном, с определенным градиентом, возрастании напряжений в нижней пластине. Было рассмотрено два случая: первый — движение покрова по горизонтальной поверхности, второй — по поверхности, наклонной под углом 17° вверх по падению. Результаты расчета для смещения покрова по горизонтальной поверхности показаны на рис. 9 и 10. На первом из них показано смещение на площадках. Напряжения постепенно увеличиваются и в относительный момент времени 5 происходит первый срыв на площадках 4, 5, 6, начиная с 6-й площадки, с наибольшим смещением на 5-й и 6-й площадках, затем идет период накопления напряжения до следующего момента времени, когда происходит срыв на площадках 2—6, после следующего периода накопления напряжений срыв происходит по всем площадкам. Дальше

через равные промежутки времени происходит срыв сразу на всех площадках, но с различной величиной смещения и в различной последовательности (последовательность срывов по площадкам указана цифрой для каждой площадки).

Это, собственно, достаточно четкая картина импульсного тектонического движения, при котором происходит чередование длительных периодов накопления напряжений с короткими мгновенными импульсами движения и спада напряжений. Интересно меняется напряжение на площадках в процессе их перемещения (рис. 10). Весь процесс здесь можно разделить на два периода: период выравнивания напряжений в покрове:

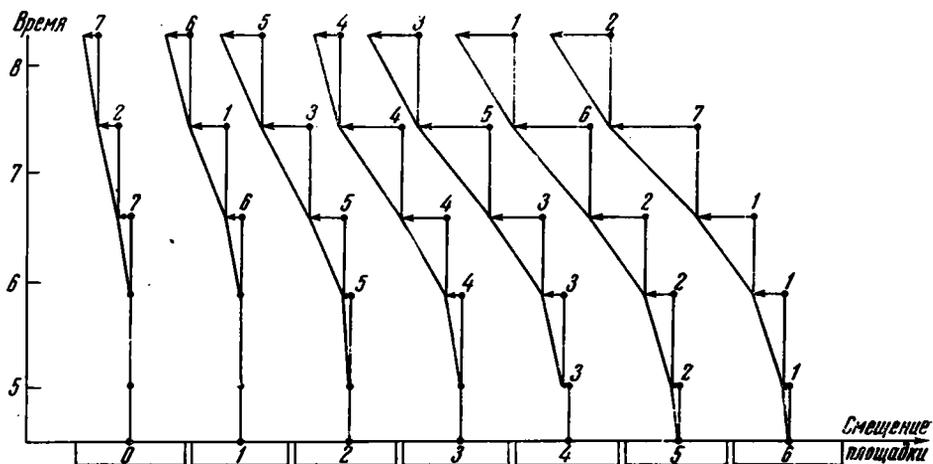


Рис. 9. Движение элемента покрова по горизонтальной поверхности; время и смещение даны в относительных единицах, порядок срыва по площадкам указан цифрами, направление смещения показано стрелкой, величина смещения — размером стрелки

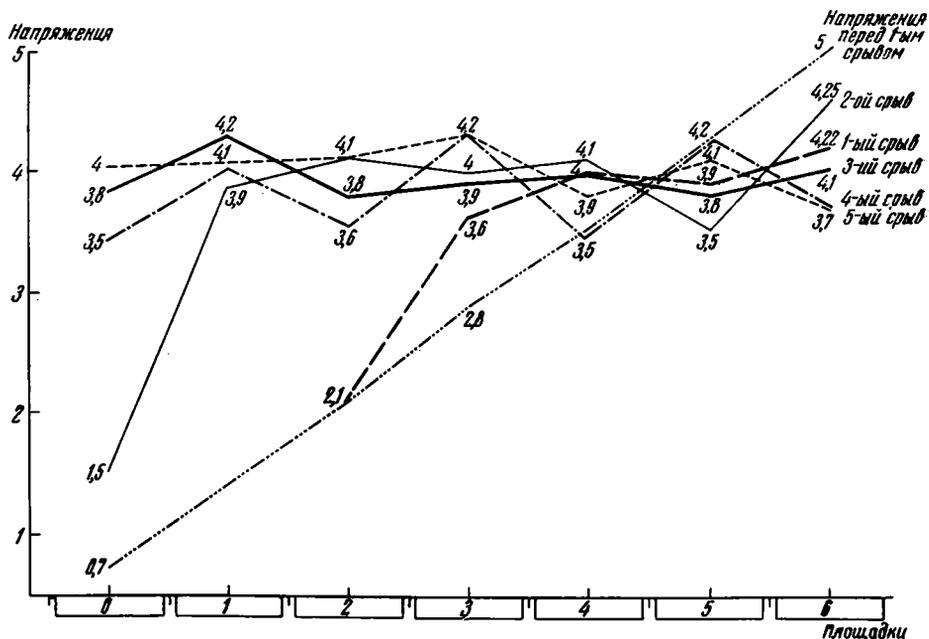


Рис. 10. Изменение напряжений при горизонтальном движении элемента покрова? (напряжение дается в относительных единицах)

(первый, второй и третий срывы площадок), в течение которого нивелируются резкие перепады напряжений, а величина их растет, и период установившегося движения всего элемента покрова с последовательно изменяющимся во времени волновым распределением напряжений на площадках. Расчет движений покрова вверх по наклонной поверхности в принципе дает аналогичную картину. Элемент покрова перемещается вверх по падению в результате срывов и смещений на отдельных площадках, которые происходят через определенные промежутки времени. Картина последовательности смещения на площадках здесь несколько более сложная, чем в первом случае. В изменении напряжений также можно выделить два периода: период выравнивания напряжений и общего их повышения и период стабилизации волновой картины распределения напряжений. Нужно подчеркнуть, что эта модель не является моделью образования шарьяжа и значительного перемещения по нему. Здесь были рассмотрены принципиальные вопросы импульсного движения элемента покрова. Создание математической модели формирования шарьяжа с одним покровом и с многослойными покровами и расчет с имеющимися реальными данными по механическим свойствам горных пород, трением и сцеплением по шву разрыва и градиентами напряжений — задача дальнейших исследований.

Следовательно, с изложенных позиций механизм движения по шарьяжу, а отсюда и образование шарьяжей не представляют собой ничего исключительного. Это, так сказать, нормальное тектоническое явление — составная часть общего геотектонического процесса, частный случай движения по тектоническим разрывам, отличающийся от движения по разрывам других типов только тем, что первоисточник напряжений — автохтон.

В заключение обратим внимание еще на некоторые вопросы. Интересно количественное изучение всего спектра тектонических движений и соотношения плавных и импульсных тектонических движений. Как известно, скорости современных движений достигают 20—40 мм в год, в то время как скорости, рассчитанные для различных промежутков геологического времени, не превышают долей миллиметра в год. Причина такого несоответствия, возможно, заключается (Джеффрис, 1960) в том, что происходит чередование относительно коротких периодов более быстрых движений с продолжительными периодами замедленного движения или даже почти полного покоя. Таким образом, оба типа тектонических движений по своей природе обладают явно выраженной периодичностью, но количественные отличия в скоростях движений приводят к качественно различным результатам в процессе образования тектонических элементов.

Представления о том, что упругие деформации играют большую роль в тектоническом процессе, а импульсные тектонические движения — форма перемещения в упругой области поведения горных пород, открывают перед нами новые перспективы.

С этих позиций могут получить свое логичное объяснение такие геологические явления, как, например, шарьяжи, причем в этом случае они по своему механизму образования — нормальная и необходимая составная часть тектонического процесса и не возникает представления об их исключительности.

Появляется возможность использовать хорошо разработанную теорию упругости и путем расчета и математического моделирования решать многие принципиальные и конкретные вопросы механизма образования тектонических элементов.

Исчезает для решения некоторых вопросов проблема геологического времени, так как при импульсных тектонических движениях длительные периоды подготовки, за которые не происходит значительных перемещений, чередуются с периодами очень быстрых смещений, то для задач,

рассматривающих поведение тектонического элемента только в течение импульса движения, появляется возможность сжать процесс во времени.

В новом положении оказываются экспериментальные исследования в тектонике. Для решения некоторых вопросов можно экспериментально изучать поведение горных пород при реальных геологических условиях, причем нужно не понижать скорости деформации образцов, что делается исходя из представлений о медленных движениях, а наоборот, стараться значительно повысить их. Для экспериментального изучения механизма образования целого ряда тектонических элементов нужно будет рассматривать не пластичные модели, а модели из относительно хрупких материалов, учитывая их упругие свойства.

Определенное значение для понимания механизма образования тектонических элементов, вероятно, могут иметь высказанные предположения о том, что при тектонических процессах:

— условия деформации горных пород могут определять их механические свойства больше, чем вещественный состав;

— изменение условий деформации (например, с глубиной) может приводить к появлению и исчезновению границ по механическим свойствам между породами разного состава.

Наконец, нужно обратить внимание на то, что в настоящее время, очевидно, необходима более строгая постановка проблемы механизма образования тектонических элементов, уточнение и определение роли различных факторов в сложном процессе тектогенеза.

Литература

- Белоусов В. В., Гзовский М. В.* Экспериментальная тектоника. «Недра», 1964.
Гансер А. Геология Гималаев. «Мир», 1967.
Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. Изд-во иностр. лит., 1960.
Кропоткин П. Н. Новое и старое в концепциях глобальной тектоники. Проблемы теоретической и глобальной тектоники. К 60-летию академика А. Л. Яншина. «Наука», 1971.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и форма Земли. «Недра», 1965.
Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. «Мир», 1969.
Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
Руссо П. Землетрясения. «Прогресс», 1966.
Рахматулин А., Демьянов Ю. А. Прочность при интенсивных кратковременных нагрузках. Изд-во физико-матем. лит., 1961.
Руженцев С. В. Тектонические покровы бассейна рек Кузара и Танымас (Центральный Памир).— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.
Руженцев С. В. Некоторые особенности формирования современных покровов.— Геотектоника, 1970, № 6.
Фрийдман Я. Б. Механические свойства металлов. «Оборонгиз», 1952.
Земная кора. Изд-во Иностран. лит., 1957.
Твердые тела под высоким давлением. «Мир», 1969.
Справочник физических констант горных пород, «Мир», 1969.
Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Часть 1. Новосибирск, «Наука», 1969.
Строение и развитие земной коры. Материалы II Всесоюзного совещания по проблемам тектоники. «Наука», 1969.

УДК 551.21:551.242.51 (477.6)

Р. М. ПИСТРАК, Н. Т. ПАШОВА

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЧАГОВ ВУЛКАНИЗМА
В ПРИПЯТСКО-ДОНЕЦКОМ АВЛАКОГЕНЕ**

На основании анализа геологических и геофизических материалов авторы приходят к выводу о локализации очагов девонского вулканизма, сопровождающегося излияниями щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных магм в узлах пересечения протерозойских глубинных разломов с глубинными разломами, ограничивающими Припятско-Донецкий авлакоген.

Накопившиеся сейчас данные бурения и геофизические материалы позволяют обосновать положение о закономерностях распространения вулканогенных толщ в девоне Припятско-Донецкого авлакогена, связанных с начальным этапом его заложения.

Девонскому осадконакоплению в пределах Сарматского щита предшествовал длительный континентальный перерыв, который продолжался, вероятно, до среднего девона. Среднедевонские и нижнефранские отложения в пределах Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины свидетельствуют о формировании их в условиях относительно снисвельированного рельефа, не нарушенного сколько-нибудь резкими тектоническими движениями. Исключительное сходство этих отложений с одновозрастными образованиями центральных, северо-западных и восточных областей Восточно-Европейской платформы (состав отложений, порядок мощностей, фаунистические комплексы) позволяют говорить о единстве фациальной зональности среднедевонских (живетских) и нижнефранских осадков на этой обширной территории.

Как показали проведенные исследования (Пистрак, Пашкевич, 1971), только к позднедевонскому времени относятся активные движения вдоль глубинных разломов субширотного и северо-западного простирания, приведшие к образованию Припятско-Донецкого авлакогена. Эти глубинные разломы пересекли линейные субмеридиональные, нижнепротерозойские структуры Сарматского щита, разделив его на Украинский, Воронежский и Белорусский массивы. Однако унаследованные движения, связанные с субмеридиональными протерозойскими линеаменами, получили отражение в строении осадочного чехла Припятско-Донецкого авлакогена, чему была посвящена публикация одного из авторов настоящей статьи (Пистрак, 1962).

Интенсивное погружение Припятско-Донецкого авлакогена по системе глубинных разломов создало благоприятную обстановку для вулканических извержений и для проникновения магматического материала основного и ультраосновного состава в верхние слои земной коры. Строение магнитного поля Днепровско-Донецкой впадины дает основание полагать, что вулканизм преимущественно локализовался в узлах пересечения девонским авлакогеном линейных нижнепротерозойских складчатых зон. Так, магнитные максимумы сосредоточены во впадине в пределах обособленных участков, расположенных на продолжении известных на Украинском щите протерозойских трогов: Одесско-Каневского, Криворожско-Кременчугского и Орехово-Павлоградского. На Во-

ронежском массиве их аналогами являются линейно-вытянутые полосы курской железорудной серии (рисунок).

Геофизическими исследованиями последних лет (ГСЗ) установлено, что перечисленные трогии тесно связаны с глубинными разломами большой амплитуды со смещением поверхности Мохоровичича и границы Конрада. Данные ГСЗ свидетельствуют о большой нарушенности этих зон, резком усложнении структуры земной коры в их пределах. Мощность коры под трогиями резко увеличена. В частности, мощность ее под Криворожско-Кременчугским синклиноморием максимальная на Украинском щите — 55 км, что характерно для альпийских горных сооруже-

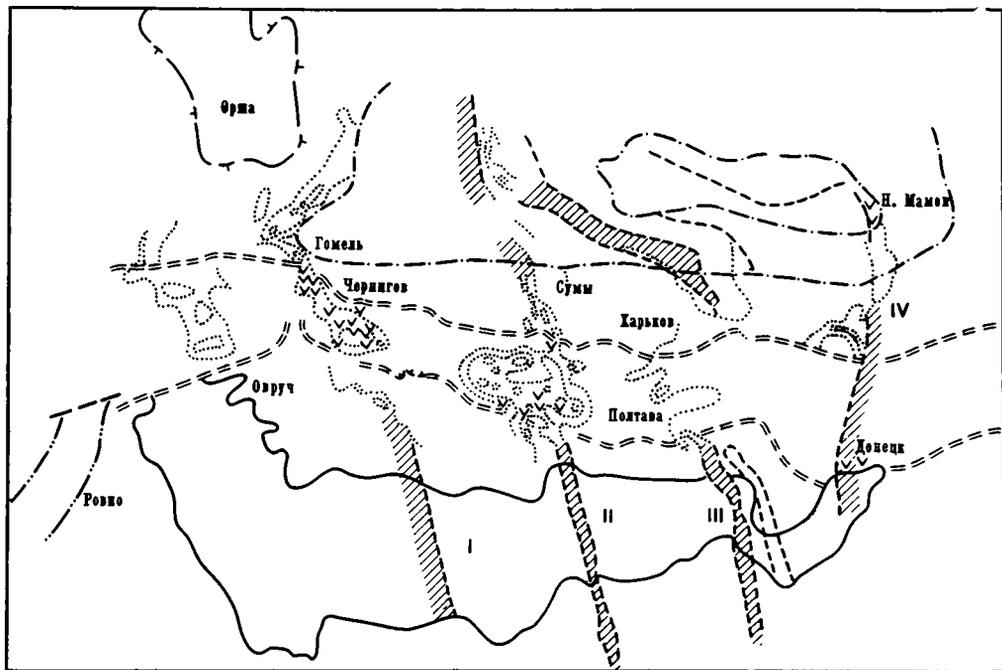


Схема локализации очагов девонского вулканизма начального этапа заложения Припятско-Донецкого авлакогена. 1 — ограничения Припятско-Донецкого авлакогена; 2 — граница открытой части Украинского кристаллического щита; 3 — контуры Воронежско-Кременчугский, III — Орехово-Павлоградский, IV — Центрально-Донбасский (предполагаемый); 5 — контуры положительных магнитных аномалий; 6 — точки, где скважинами вскрыты девонские вулканогенные толщи; 7 — контуры Оршанской впадины; 8 — контуры Воляно-Полесской впадины

ний. Судя по границам, прослеживаемым глубже поверхности Мохоровичича, не исключено, что мощность коры в протерозойское время была еще большей — 65—68 км (Соллогуб, Трипольский, 1969). Таким образом, фиксируется непрекращающийся процесс выравнивания поверхности Мохоровичича под нижнепротерозойским горным сооружением, уничтоженным денудацией. Поскольку процесс выравнивания земной коры длительный, то естественно, что в течение всей истории развития Днепровско-Донецкой впадины эта субмеридиональная зона, как и другие подобные ей, постоянно выделялась как воздымающееся поперечное поднятие (Белоцерковский выступ).

Одесско-Каневская зона (см. рисунок) находит отражение в магнитном поле Украинского щита в виде линейных максимумов и следует в закрытой северной его части по Ядлово-Трактемировским магнит-

ным аномалиям. В пределах Припятско-Донецкого авлакогена рассматриваемую зону продолжает Черниговский магнитный максимум, прослеживающийся за пределами впадины до Гомеля. К пересечению Одесско-Гомельской зоны с Припятско-Донецким авлакогеном приурочена область интенсивного вулканизма в девоне, что доказывается многочисленными скважинами, вскрывающими здесь весь разрез девона. Вулканогенные образования этой территории отражают две фазы вулканизма и соответственно представлены двумя комплексами, разделенными чаще всего достаточно мощной толщей нормально-осадочных пород. Нижний из этих комплексов датируется как верхнефранский, верхний — как фаменский. Мощность нижнего комплекса вулканитов около 800—900 м, мощность верхнего нередко превышает эти значения, достигая местами 2500 м. Вулканы представлены здесь (Бернадская, 1962; Корзун, 1970) ультраосновными породами, щелочными базальтоидами и более кислыми дериватами щелочно-базальтоидной магмы.

В вулканогенных толщах Черниговской полосы преобладают то средние, то основные щелочные породы. Это может свидетельствовать о наличии нескольких центров извержений, выведивших на поверхность в различное время дифференциаты исходной щелочно-базальтовой магмы (от гипербазитов до трахиандезитов). Некоторые скважины вскрывают большие мощности трахитов (например, скв. Ветхино 1—1583 м). По мнению В. П. Корзуна (1970), эта скважина прошла по мощной вулканогенной постройке, созданной нагромождением трахитовых, а в самой верхней части и трахиандезитовых лав. На отдельных участках, как указывает этот автор, скважина вошла непосредственно в зону выводного канала. По-видимому, в таких же условиях находятся скважины на Анисовской площади, где пройденная мощность эффузивной толщи превышает 2400 м.

Имеющиеся сейчас данные бурения показывают, что западная граница распространения эффузивов следует определенному линейному направлению, очевидно, трассирующему глубинный разлом, который сечет девонскую авлакогенную структуру. Вулканические очаги располагались, судя по этим данным, только по одну (восточную) сторону этого разлома, локализуясь в пределах Черниговского магнитного максимума.

Таким образом, устанавливается тесная связь девонского вулканизма с субмеридиональной Одесско-Каневской (Гомельской) зоной разломов, отражающейся в Припятско-Днепровском авлакогене в виде Черниговского максимума. Специфический состав вулканогенных пород свидетельствует о глубинности очагов вулканизма, располагавшихся в верхней мантии, что в свою очередь подтверждает глубинность разломов рассматриваемой зоны. Одесско-Гомельская зона отделяет Днепровско-Донецкую впадину от Припятской, именно с ней связано резкое изменение простирации Припятско-Донецкой рифтовой долины с северо-западного на широтное. Кроме того, эта зона является своеобразным тектоническим рубежом, выразившемся в существенном различии последевонской истории Припятского и Донецкого звеньев авлакогена, — западное закончило свое развитие значительно раньше, нежели восточное.

Следующая к востоку, наиболее ярко выраженная на Украинском щите Криворожско-Кременчугская нижнепротерозойская субмеридиональная зона отражается здесь в магнитном поле в виде линейных, четких максимумов. К северу полоса аномалий, раздвигаясь, расширяется и, пересекая впадину, прослеживается на Воронежском массиве в виде аналогичной линейной аномалии (Белопольско-Глуховской).

В пределах Днепровско-Донецкой впадины Криворожско-Кременчугская зона выделяется в виде обширной полосы аномально повышенного значения магнитного поля (рисунок). Смена во впадине линейных аномалий на изометрические связана с существенной перестройкой земной

коры, сопровождавшейся проникновением магмы в верхние ее слои в зоне пересечения разновозрастных геоструктур (нижнепротерозойской и девонской). Группировка отдельных изометрических магнитных максимумов в цепочки, параллельные бортам девонского авлакогена, связана, вероятно, с влиянием герцинских движений.

Пробуренные до кристаллического фундамента скважины в пределах рассматриваемой зоны (Великая Богачка, Петровцы, Белоцерковка, Тернавщина и др.) подтвердили широкое развитие вулканогенных пород в верхнем девоне. Здесь среднефранские отложения (белоцерковская свита) сложены толщей вулканогенных образований до 500 м мощностью. Как показали исследования З. Г. Волошиной, среди белоцерковской свиты располагается до 10 покровов щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород (Волошина и др., 1971). Эти авторы указывают, что проявления щелочно-ультраосновного вулканизма связаны с поперечными глубинными разломами докембрийского заложения.

Следует подчеркнуть, что среднефранская вулканогенная толща вскрывается скважинами на обширной площади, охватывающей южную половину авлакогена в пределах Криворожско-Кременчугской поперечной зоны. Севернее, из-за значительной глубины залегания фундамента скважины пока не выходят из фаменских отложений. В северной прибортовой зоне у с. Новотроицкое среди нижнефаменских отложений обнаружены мощные покровы базальтов. В центральной части впадины на Глинско-Розбышевском валу фаменские отложения вскрыты лишь частично и представлены туфогенными породами.

Таким образом, присутствие вулканогенных образований в разрезе девона рассматриваемой зоны дает возможность связывать аномальность магнитного поля с широким развитием вулканизма в ее пределах. Известные сейчас разрезы характеризуют вулканогенные образования, в какой-то мере удаленные от центров извержения. Мощные покровные и жерловые накопления, подобно Ветхинским и Анисовским, здесь пока не вскрыты. Вероятнее всего, подавляющее большинство локальных магнитных максимумов отвечает жерлам вулканов. Это дает нам право считать, что Криворожско-Кременчугская зона в узле пересечения с Припятско-Донецким авлакогеном отличалась большой насыщенностью вулканическими очагами.

Орехово-Павлоградская зона глубинных разломов в Днепровско-Донецкой впадине установлена по ряду признаков, характеризующих тектоническую зональность: разобщенность блоков с длительно развивавшимися разнонаправленными движениями (складчатый Донбасс и Днепровско-Донецкая впадина), распределение фаций и границы распространения отдельных горизонтов осадочного чехла, перепады мощностей, проявление юрского вулканизма, изменение простирания отдельных структурных элементов. Рассматриваемая зона в пределах Днепровско-Донецкой впадины находит также определенное выражение в гравитационном и магнитном полях и, изменяя свое простирание, сопрягается с Белгородскими магнитными аномалиями на Воронежском массиве.

Орехово-Павлоградской зоне глубинного заложения на пересечении с девонским авлакогеном должна была сопутствовать активизация вулканизма на ранних стадиях развития авлакогена. В пределах этой зоны девонские вулканогенные породы ни одной скважины пока не вскрыты. По аналогии с описанными выше узлами пересечения здесь, однако, можно предполагать широкое развитие вулканитов в отложениях девона.

Следующая к востоку поперечная зона следится в восточной части Воронежского массива на южном его склоне в виде полосы положительных магнитных аномалий субмеридионального направления, с которой связаны нижнепротерозойские структуры массива, контролирующие Лосевско-Мамоновской зоной глубинных разломов того же простирания (см. рисунок). К югу эта зона прослеживается по Миллеровскому вы-

ступу и Центральному поперечному поднятию Донбасса. На Воронежском массиве к Лосевско-Мамоновской зоне разломов приурочены излияния основных пород, близкие к породам щелочно-ультраосновного ряда (Одокий и др., 1966). С продолжением этой зоны связаны, по нашему мнению, и вулканогенные породы девона юго-западного Донбасса. Последние состоят из сменяющихся во времени покровов пикрит-базальтов, лимбургитов, авгитов, трахибазальтов и соответствующих им вулканокластов, которые, как показали исследования В. И. Гоньшаковой и др. (1968), принадлежат к единому щелочно-ультраосновному — щелочно-базальтоидному комплексу. Эти разобщенные друг от друга проявления вулканизма (юго-восток Воронежского массива, юго-западная окраина Донбасса) относятся к одному времени — к самому началу верхнего девона.

Следует отметить, что все упомянутые выше исследователи, занимавшиеся изучением вулканогенных пород девона в районах Ветхино — Шарпиловка (Одесско-Гомельская поперечная зона) Белоцерковского выступа (Криворожско-Кременчугская поперечная зона) и юго-западного Донбасса, приходят к выводу о близком сходстве этих пород с типичным платформенным щелочно-ультраосновным — щелочно-базальтоидным комплексом Маймеча-Котуйской провинции северо-запада Сибирской платформы. Обращает на себя внимание и то, что трапповые и кимберлитовые тела Мало-Ботуобинского алмазного района Сибири, близкие по составу и времени проявления (верхний девон) к рассмотренным вулканикам Припятско-Донецкого авлакогена, также приурочены к зонам пересечения глубинных разломов (Харькив и др., 1972).

В пределах Припятского прогиба выделяется еще одна поперечная полоса, отражающаяся в магнитном поле в виде максимума меридионального простираения, имеющего прямолинейные очертания. Однако этой зоне не сопутствуют вулканические извержения в девоне, а повышенные значения магнитного поля свидетельствуют скорее всего о внедрении магматического материала в верхние слои земной коры. Не прослеживается здесь и сколько-нибудь выраженный глубинный разлом; нет также прямого продолжения этой зоны на Украинском щите. Линейные очертания Припятской аномальной зоны связаны, вероятнее всего, с меридиональными разломами, по которым в рифейское время был заложен Вольно-Оршанский (Полесский) авлакоген, коленаобразно изогнутый на территории Припятской впадины (Муратов и др., 1962).

Начальная стадия активного вулканизма в пределах Припятско-Донецкого авлакогена, связанная с его заложением, не была одновременна. Этот процесс носил поступательный характер, развиваясь последовательно с востока на запад с конца среднедевонского и на протяжении всего франского времени (Пистрак, Пашкевич, 1971). Так, если в юго-западном Донбассе первое проявление активного вулканизма приурочено к самому началу верхнего девона, то в средней части Днепровско-Донецкой впадины (Криворожско-Кременчугское пересечение) оно отвечает среднефранскому времени, а в северо-западной части впадины (Одесско-Гомельское пересечение) — позднефранскому. Развитие авлакогена отразилось на фаціальном характере выполняющих его отложений, совокупность которых образует специфический для верхнего девона данного региона вулканогенно-соленосный формационный комплекс. Существенно, что соленакопление, являющееся определяющим признаком этого формационного комплекса, отстает во времени от первой фазы вулканического пароксизма: в средней части Днепровско-Донецкой впадины активные проявления вулканизма датируются среднефранским временем, а соленакопление началось только в начале позднефранского; в северо-западной части впадины первые вулканические проявления относятся к началу позднефранского времени, а соленакопление проявило себя только в конце этого времени.

Совершенно очевидно, что только те разломы, которые достигали мантии, могли служить путями для вывода на поверхность щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магм. Исключительно благоприятные условия для внедрения материала мантии в земную кору создавались в узлах пересечения глубинных разломов протерозойского и девонского заложения, что предопределило преимущественное развитие девонского вулканизма именно в этих узлах пересечения, что ранее упоминалось другими авторами (Гавриш, 1969). На протяжении Припятско-Донецкого авлакогена выделяется четыре пересечения: Одесско-Гомельское, Криворожско-Кременчугское, Орехово-Павлоградское и Центрально-Донбасское, с которыми следует связывать локализацию очагов щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма на начальном этапе заложения авлакогена.

Литература

- Бернадская Л. Г.* Палеозойские вулканические формации Украины.— В кн.: Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Волошина З. Г., Галицкий И. В., Пистрак Р. М.* О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком авлакогене.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 1.
- Гавриш В. К.* Глубинные структуры и методика их исследования. «Наукова думка», Киев, 1963.
- Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бутурлинов Н. В., Стрёмовский А. М., Юрченко В. Ф.* Проявление щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9.
- Корзун В. П.* О верхнедевонских вулканогенных образованиях северо-востока Припятской впадины. В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. «Наука и техника», Минск, 1970.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 11.
- Одокий Б. Н., Бунеев В. Н., Беляева В. И.* Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области.— Тр. III совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та, 1966.
- Пистрак Р. М.* О роли поперечных движений в истории развития Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Материалы по геологии газоносных районов СССР. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 14 (22). Гостоптехиздат, М., 1962.
- Пистрак Р. М., Пашкевич Е. И.* Палеогеографические связи Днепровско-Донецкой впадины в девоне.— Геол. нефти и газа, 1971, № 4.
- Соллогуб В. Б., Трипольский А. А.* Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог — Кировоград.— Геофиз. сб., вып. 31. «Наукова думка», Киев, 1969.
- Харькив А. Д., Борис Е. И., Иванов И. Н., Шукин В. Н.* К характеристике трубок взрыва Мало-Ботуобинского района.— Сов. геология, 1972, № 8.
- Чекунов А. В.* Орехово-Павлоградский линеймент.— Геол. ж., т. XXV, вып. 4. «Наукова думка», Киев, 1965.

УДК 551.242.(484.81)

А. А. КРАСИЛЬЩИКОВ, Ю. Я. ЛИВШИЦ

ТЕКТОНИКА ОСТРОВА МЕДВЕЖИЙ

Рассматривается тектоническое строение и история формирования современной структуры о. Медвежьего, расположенного на западной окраине шельфа Баренцева моря. Описаны четыре разновозрастных структурно-формационных комплекса: позднедокембрийский, ордовикский, позднедевонский — каменноугольный, пермский-триасовый. Сделан вывод об отсутствии на острове Медвежий каледонских складчатых сооружений и показано его положение в общей структуре Баренцевоморского шельфа.

Остров Медвежий (Норвегия) является единственным участком суши между Скандинавией и Шпицбергенем на западной окраине Баренцевоморского шельфа. Это делает его уникальным геологическим объектом, который должен быть использован для познания строения дна прилегающих акваторий, потенциально перспективных в отношении нефти и газа.

До последнего времени главным источником сведений о геологии Медвежьего была сводка Г. Хорна и А. Орвина с приложенной к ней геологической картой масштаба 1 : 50 000 (Horn, Orvin, 1928). Несмотря на то, что эта работа направлена на оценку промышленной угленосности региона, авторы дали характеристику всего стратиграфического разреза и тектоники острова, обобщив результаты прежних исследователей (Andersson, 1900; Holtedahl, 1920). Сравнительно недавно появился ряд публикаций, рассматривающих отдельные вопросы стратиграфии Медвежьего (Cutbill, Challinor, 1965; Schweitzer, 1967; Kaiser, 1970; Раабен, Забродин, 1969).

С 1965 г., когда о. Медвежий был посещен руководителем Шпицбергенской экспедиции В. Н. Соколовым, началось изучение острова сотрудниками Института геологии Арктики. В 1969—1970 гг. на о. Медвежем был выполнен комплекс исследований, в которых помимо авторов принимали участие Ю. И. Мокин, Т. М. Пчелина, Д. В. Семевский, М. В. Корчинская, В. И. Бондарев и Э. М. Красиков. В результате предложена новая стратиграфическая схема с географическими названиями свит, составлена значительно уточненная геологическая карта масштаба 1 : 50 000 (рис. 1) и получены новые сведения о тектонике района.

Целью статьи является рассмотрение тектонического строения Медвежьего, поскольку полученный материал позволяет по-новому подойти к определению тектонической позиции острова в общей структуре шельфа Баренцева моря.

Площадь о. Медвежьего составляет всего лишь 178 км². Тем не менее она характеризуется разнообразием геологических формаций, находящихся в достаточно сложных структурных соотношениях. Обилие несогласий различного ранга в разрезе общей мощностью около 3 км свидетельствует о неспокойном тектоническом режиме на протяжении всей геологической истории острова.

В современном эрозионном срезе выявляется совокупность разновозрастных тектонических планов, каждый из которых отвечает определенному структурно-формационному комплексу (рис. 2). Обособляются че-

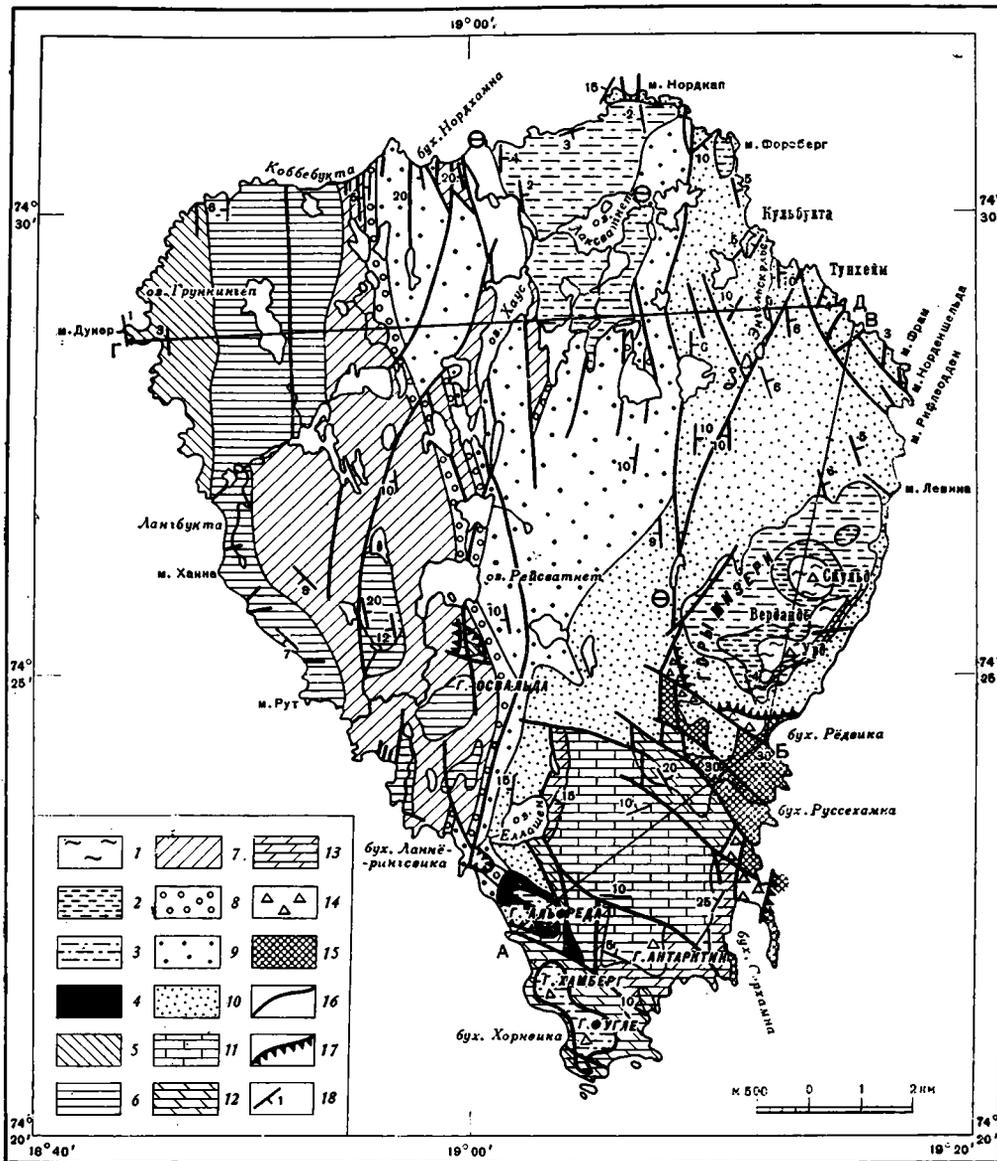


Рис. 1. Геологическая карта и разрезы о. Медвежий. Составили А. А. Красильщиков, Ю. Я. Лившиц, Ю. И. Мокин с использованием материалов Г. Хорна и А. Орвина (Horn, Orvin, 1928).

1 — верхний триас, свита Скульд; 2 — нижний — средний триас нерасчлененные, свита Урд; 3 — верхняя пермь, свита Лаксватнет; 4 — нижняя пермь, свита Альфредфеллет; 5 — верхний карбон — нижняя пермь нерасчлененные, свита Кап-Дунер; 6—8 — средний карбон: 6 — свита Кап-Хана; 7 — свита Кобббукта; 8 — свита Ланнёрингс; 9 — нижний карбон, свита Нордкап; 10 — верхний девон, свита Редвика; 11—13 — ордовик, свита Имердален: 11 — верхний отдел, верхняя подсвита; 12 — средний — верхний отделы, средняя подсвита; 13 — средний — верхний отделы, нижняя подсвита; 14 — 15 верхний докембрий: 14 — свита Сёрхамна; 15 — свита Руссехамна; 16 — сбросы; 17 — надвиги; 18 — элементы залегания пород

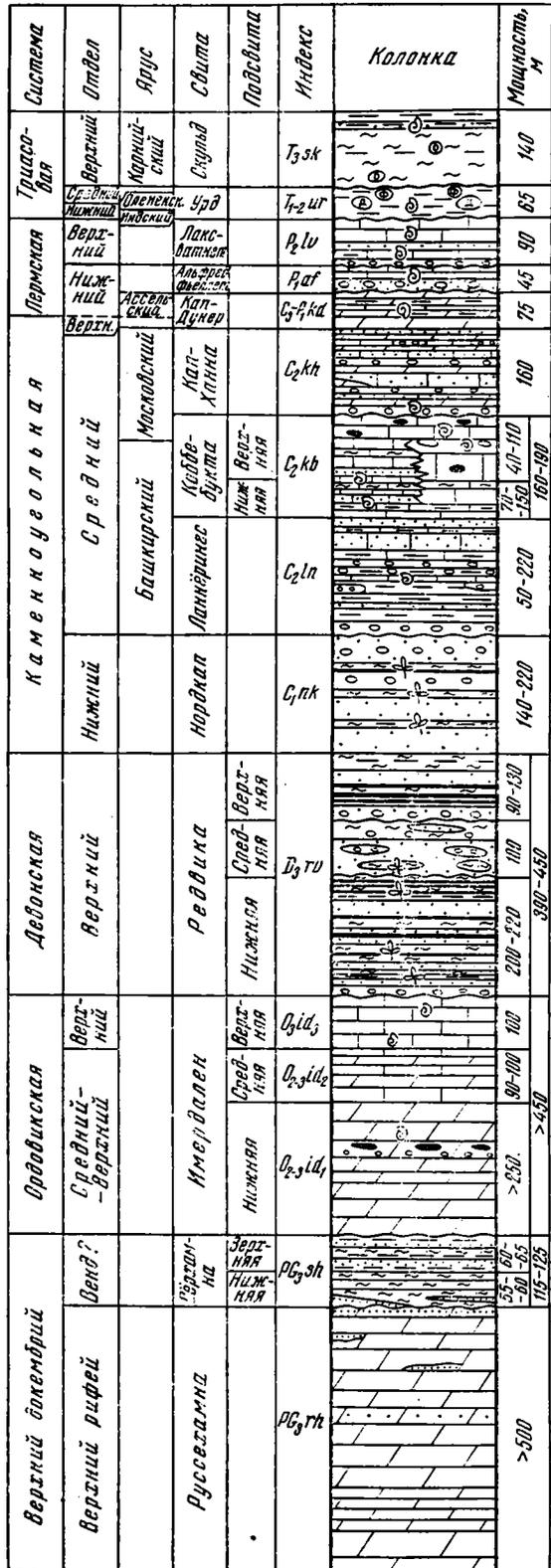
Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез о. Медвежий. Составили А. А. Красильщиков, Ю. Я. Лившиц, Ю. И. Мокин, Т. М. Пчелина

тыре разновозрастных комплекса: позднедокембрийский, ордовикский, позднедевонский — каменноугольный и пермский — триасовый.

Два нижних комплекса локализованы на южной оконечности острова внутри тектонического окна площадью около 35 км², ограниченного сложной поверхностью куполовидного надвига. По этой поверхности верхнедевонский — каменноугольный комплекс с севера надвигнут на более древние. Структуры пермского — триасового комплекса имеют явно наложенный характер, перекрывая, в частности, и поверхность надвига.

Прежде чем перейти к описанию структурно-формационных комплексов, необходимо заметить, что вслед за О. Холтедалем (Holtedahl, 1920) большинство исследователей рассматривали додевонские формации как единое структурное целое в составе каледонских складчатых сооружений. Нашими исследованиями выявлено резкое несоответствие структурных планов ордовикской карбонатной толщи и более древних отложений, что и послужило основанием для выделения двух самостоятельных структурных комплексов.

Позднедокембрийский структурный комплекс сформирован доломитами свиты Руссахамна и песчаниково - аргиллитовой свитой Сёрхамна.



По данным В. Е. Забродина и М. Е. Раабен, в «древних доломитах» о. Медвежьего содержатся плохой сохранности строматолиты и комплекс микрофитолитов, обычный для верхней части верхнего рифея (Раабен, Забродин, 1969). По заключению В. Е. Мильштейн, среди микрофитолитовых сообществ, обнаруженных нами по всему разрезу свиты Руссахамна, различаются типично верхнерифейские сообщества и формы, характерные для переходных слоев верхнего рифея и венда.

Отнесение к верхнему докембрию вышележащей свиты Сёрхамна, не содержащей органических остатков, в известной мере условно, тем более что точка зрения О. Холтедаля о постепенном переходе древних доломитов в «кварцито-сланцевую серию» (Holtedahl, 1920) не подтвердилась. Наоборот, в юго-западном углу бухты Редвика между ними установлено

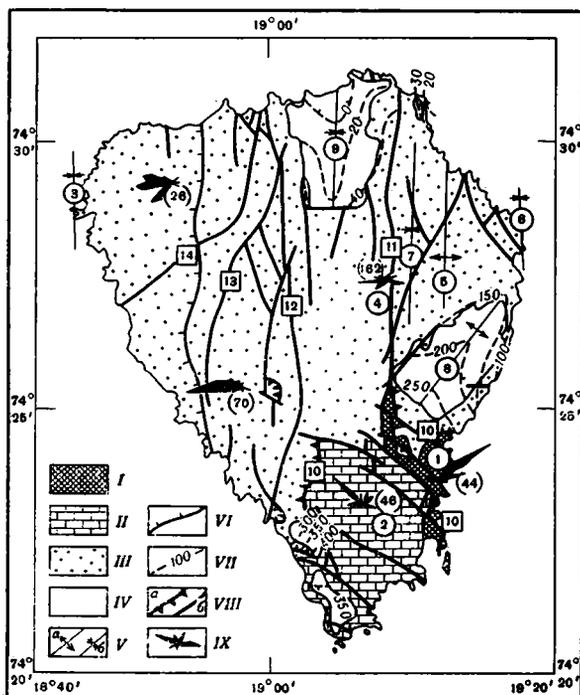


Рис. 3. Тектоническая схема о. Медвежий.

I — Позднедокембрийский структурный комплекс; II — ордовикский структурный комплекс; III — позднедевонский — каменноугольный структурный комплекс; IV — пермский — триасовый структурный комплекс; V — оси платформенных структур: а) положительных, б) отрицательных. VI — граница депрессии Кап-Дунер и Медвежинского вала; VII — стратозигонисы по подошве верхней перми; VIII — основные разрывные нарушения — а) надвиги, б) сбросы; IX — розы азимутов падения пластов (с количеством замеров, цифры в скобках). Цифры на схеме: 1 — моноклираль Руссахамна; 2 — брахисинклиналь Антарктикфелла; 3 — депрессия Кап-Дунер; 4 — Медвежинский вал; структуры второго порядка: положительные, 5 — Энгельскэльва; отрицательные: 6 — Кап-Фрам; 7 — Хобеватнет; 8 — гемиантиклиналь Мизери; 9 — брахисинклиналь Лаксватнет. Разломы: 10 — Медвежинский надвиг; 11 — сброс Ломватнет — Эрвелла, 12 — сброс Нордхамна — мыс Хари, 13 — сброс Хаусватнет-Зума, 14 — сброс Нордхамна-Лангбукта

стратиграфическое несогласие, ранг которого, однако, трудно определить из-за ограниченной площади выхода. Тем не менее мы принимаем верхнедокембрийский (вендский) возраст свиты Сёрхамна, базируясь на: 1) общности структурного плана свиты и подстилающих верхнедокембрийских доломитов, 2) сравнительно высокой степени эпигенетических преобразований пород (серицитизация, рассланцевание) и 3) на литологическом сходстве свиты с существенно терригенными вендскими формациями большинства известных районов Баренцевоморского шельфа (серия Поларисбреен и ее аналоги на Шпицбергене, кислоручейская свита Тимана и др.).

Формации позднедокембрийского комплекса локализованы в узких (0,5—1 км) блоках, подчиненных северо-западной системе разломов. Как правило, такое же простирание имеют и текстурные элементы осадочной толщи, которая в целом моноκлиально падает на северо-восток

под углами 20—30° (моноклираль Руссахамна). Вблизи разрывных нарушений углы падения увеличиваются до 60—70°. В полосчатых доломитах свиты Руссахамна превосходно фиксируются небольшие флексурообразные перегибы в плоскости падения.

Высокая компетентность и литологическая гетерогенность песчаниково-аргиллитовой свиты Сёрхамна обусловила появление на приразломных участках мелких складок, имеющих разную крутизну крыльев (20—70°) и различный наклон осевых плоскостей. Простираение этих складок соответствует обычно простираению разрывов, ограничивающих конкретные блоки.

Ордовикский структурный комплекс достаточно резко отличается по своему структурному плану от позднедокембрийского (рис. 3). Горный массив Антарктик, сложенный ордовикскими исключительно карбонатными породами (свита Имердален), представляет собой, судя по доминирующим элементам залегания, пологую мульдообразную структуру, раскрывающуюся на северо — северо-восток (брахисинклираль Антарктикфьелла). В этом же направлении увеличиваются углы падения пластов от 0—3° на южной оконечности острова до 10—20° в долине р. Руссеэльва. Более крутые углы, как и в нижнем комплексе, регистрируются вблизи разломов. На восточном склоне горы Антарктик и на западе, в Скурведален, в породах известняково-доломитовой толщи (средняя часть разреза) отмечаются пологие неширокие (до 50 м) складки.

Отличительной особенностью ордовикских известняков, слагающих верхи разреза, является превосходно выраженный кливаж, обеспечивающий листоватую отдельность пород, но практически не отражающийся на их микротекстуре. Кливажные плоскости часто не совпадают со слоистостью, создавая ложное впечатление структуры, простирающейся в северных румбах. Поскольку ордовикские отложения, безусловно, не подвергались полной складчатости, представляется возможным связывать образование кливажа с влиянием сложного надвига, о котором говорилось выше.

Разрывные нарушения позднедокембрийского и раннепалеозойского времени вряд ли могут быть сейчас выделены в самостоятельную группу. Это в первую очередь объясняется позднейшими тектоническими преобразованиями, а также плохой обнаженностью стратиграфических контактов додевонских толщ, вмещающих разрывы, с более молодыми отложениями. Тем не менее в области развития докембрийских и ордовикских пород четко обозначается концентрация разрывов северо-западного простираения. В более молодых отложениях они затухают и на остальной части острова, за редким исключением, неизвестны. Эти разрывы обычно прямолинейны, имеют крутые плоскости, сопровождаются брекчированием пород и, по-видимому, являются нормальными сбросами, хотя Г. Хорн и А. Орвин рассматривали их как крутые надвиги. Суммарная (к настоящему времени) вертикальная амплитуда перемещения по разломам достигает 100—150 м.

Протяженные разрывы, как правило, выражены в рельефе уступами (правобережье верхнего течения р. Руссеэльва), неглубокими ложбинами (район оз. Крильватнет), серией седловин, когда разрывы пересекают горную гряду (гряда Блосен); с некоторыми совпадают речные долины (южное течение р. Руссеэльва, ручей Эрвелла, верховья Имердален).

С субширотными и субмеридиональными трещинами, оперяющими главные разрывы, связаны баритовые и кальцитовые жилы с отдельными кристаллами исландского шпата и сульфидным оруденением (галенит, сфалерит)¹. Тот факт, что жильная минерализация этого типа неиз-

¹ В 1925—1927 гг. норвежской угольной компанией было добыто и вывезено с острова 330 т свинцовой руды (Horn, Orvin, 1928).

вестна в девонских и более молодых отложениях, безусловно, подтверждает существование обособленной группы додевонских дизъюнктивных нарушений, большинство которых обеспечивало блоковые перемещения и в последующие эпохи тектонической активизации.

Позднедевонский — каменноугольный структурный комплекс объединяет угленосные верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения, а также карбонатно-терригенные образования среднекаменноугольного и верхнекаменноугольного — ассельского возраста. Все они слагают довольно мощный (около 1300 м) осадочный покров, надвинутый в южном направлении на формации более древних структурных комплексов. При этом надвиговая поверхность как бы облекает более древние структуры и имеет куполовидную форму (рис. 4). Можно предположить, что текто-

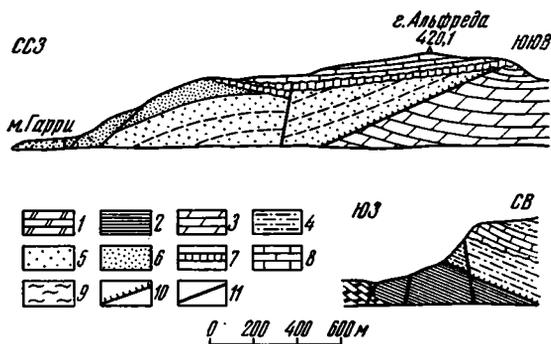


Рис. 4. Надвиг в южной части острова Медвежий. I — северо-западный склон г. Альфреда; II — Южный склон г. Мизери
1 — верхний докембрий, свита Руссахамна; 2 — верхний докембрий, свита Сёрхамна; 3 — ордовик, свита Имердален; 4 — верхний девон, свита Рёдвика; 5 — верхний девон — нижний карбон нерасчлененные; 6 — средний карбон, свита Ланнёрингс; 7 — нижняя пермь, свита Альфредфеллет; 8 — верхняя пермь, свита Лаксватнет; 9 — нижний триас; свита Урд; 10 — надвиги; 11 — сбросы

ническое окно, ограниченное в современном эрозионном срезе надвиговой поверхностью, соответствует сводовой части древнего поднятия, которое на юге острова продолжало существовать и в девонское время. Г. Хорн и А. Орвин интерпретировали эту сложную поверхность как подошву верхнедевонской толщи, с угловым несогласием перекрывающей более древние осадки. В 500 м западнее оз. Еллашён контакт верхнедевонских аргиллитов и доломитов ордовика подсечен на глубине 156 м скважиной, пробуренной норвежской угольной компанией в 20-х годах (Horn, Orvin, 1928). Эта граница рассматривалась как несогласный стратиграфический контакт, что предполагало резкое сокращение мощности верхнего девона по сравнению с северными районами (100 м против 320 м). Такой вывод, однако, не подтверждается ни палеофлористическими данными (Kaiser, 1970), ни нашими исследованиями. Сокращение же мощности легко объясняется надвиговой природой рассматриваемой поверхности, которая доступна непосредственному наблюдению севернее оз. Еллашён и на восточном склоне горы Альфреда.

Нижний стратиграфический контакт верхнедевонской толщи вскрыт лишь на небольшом участке по р. Эрвелла близ юго-западной оконечности гор Мизери. Здесь базальные конгломераты свиты Рёдвика с размывом и угловым несогласием перекрывают верхнедокембрийские доломиты, разноокатанные гальки которых составляют основной объем крупнообломочной части конгломератов.

Главной особенностью формаций, входящих в состав рассматриваемого комплекса, является четко выраженная ритмичность. Неполные двучленные ритмы в угленосной части разреза разделяются поверхностями размыва, начинаясь грубозернистыми и завершаясь тонкозернистыми породами. Общая мощность каждого из этих девяти ритмов первого порядка варьирует от 50 до 150 м. В морской же части разреза выделяются два ритма мощностью 400 и 240 м. Каждый из них начинается существенно конгломератовой толщей с морской фауной (свиты Ланнёр-

рингс и Кап-Ханна) и завершается карбонатными породами (свиты Коббебукта и Кап-Дунер).

Для комплекса в целом характерны углы падения 3—5° до 10—15°, а иногда и до 20—22°. Основными структурами являются приразломный вал, названный нами Медвежинским, с центральным нарушением по сбросу р. Эрвелла — оз. Ломватнет, и сопряженная с ним с запада депрессия Кап-Дунер. Если за границу этих структур условно принять линию выхода на поверхность подошвы среднекаменноугольной свиты Кап-Ханна, то видимая ширина вала превысит 12 км, а депрессии — 4 км.

Западный склон вала охватывает по площади около половины всей территории острова и сложен верхнедевонскими — среднекаменноугольными образованиями. Падение слоев обычно западное под углом 8—15°, иногда — до 20—22°; выполаживание происходит в западном направлении.

В районе оз. Рейеватнет и горы Освальда фиксируется ряд мелких субмеридиональных положительных и отрицательных структур шириной до 100—200 м и протяженностью до 1—1,5 км с углами падения 10—12°.

Здесь же на среднекаменноугольных известняках свиты Коббебукта с угловым несогласием залегают конгломераты и песчаники также среднекаменноугольной свиты Кап-Ханна. Однако западнее, в пределах основной области развития свиты Кап-Ханна, эти отложения перекрывают нижележащие, хотя и с размывом, но без видимого углового несогласия. В центральной части острова западный склон Медвежинского вала осложнен рядом субмеридиональных сбросов, с крупнейшими из которых близ бухты Нордхамна и южнее связаны узкие грабены, выполненные среднекаменноугольными отложениями.

Восточная часть Медвежинского вала сложена лишь верхнедевонскими образованиями свиты Рёдвика с общим северо-восточным падением. Залегание здесь более пологое, чем на западном крыле, и углы падения слоев обычно не превышают 5—6°. Эта часть вала осложнена небольшими сопряженными субмеридиональными структурами второго порядка, которые прослеживаются в пределах района с плохой обнаженностью и потому выделяются со значительной долей условности. Нескольку более четко выражена положительная структура Энгельскэльва, шарнир которой, видимо, погружается в северном направлении. Ширина структуры достигает 3 км, превышение свода над ядром смежной депрессии около 150 м, углы падения — 2—6°. Судя по появлению близ мыса Кап-Фрам обратных (западных) падений, можно предположить наличие смежной с востока отрицательной структуры, основная часть которой скрыта водами Баренцева моря. Смежная со структурой Энгельскэльва с запада отрицательная структура оз. Хобет прослеживается на юг почти на 6 км. Ширина ее 1,5 км, углы падения слоев на западном крыле круче, чем на восточном и часто превышают 10°.

Вторая основная структура комплекса — депрессия Кап-Дунер — представлена восточным крылом и приосевой частью, которые расположены на западе острова. Осевая часть ее фиксируется непосредственно у мыса Дунер, по направлению к которому углы падения слоев уменьшаются от 10—12 до 3—4°. На самом мысе появляется обратное (восточное) падение. Депрессия осложнена отдельными узкими (до 200—600 м) и относительно крутыми (углы падения до 10—12°) субмеридиональными складками. Общая видимая протяженность депрессии в пределах острова — 10 км, видимая ширина — 4 км.

Пермский — триасовый структурный комплекс сформирован в основном карбонатной толщей верхней перми (свита Лаксватнет), которая с отчетливым угловым несогласием залегает на верхнедевонских и каменноугольных образованиях (рис. 5). В состав комплекса входят также локально развитые, в основном карбонатные, нижнепермские отложения

(свита Альфредфьеллет) и сохранившиеся лишь на горах Мизери терригенные триасовые породы (нижне- и среднетриасовая свита Урд и верхнетриасовая свита Скульд). Выяснение общей структуры комплекса затруднено, так как слагающие его формации сохранились в пределах трех изолированных участков. Первые два (массив гор Мизери и прибрежная равнина близ оз. Лаксватнет) располагаются по обе стороны от центрального нарушения Медвежинского приразломного вала, который, вероятно, существовал по крайней мере до начала мезозоя. Третий участок — горы Альфреда, Хамберга и Фугле — приурочен к древнему поднятию на юге острова и можно предполагать, что он находится на продолжении западного склона Медвежинского вала. Общее погружение формаций рассматриваемого комплекса в северных румбах дает ос-

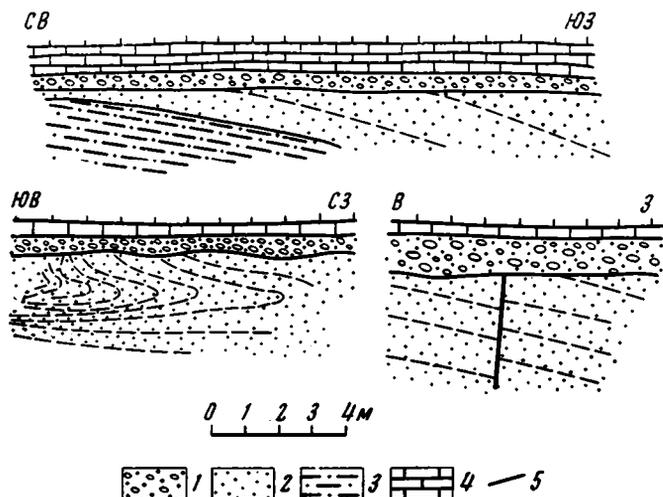


Рис. 5. Характер несогласия между нижнекаменноугольной свитой Нордкап и верхнепермской свитой Лаксватнет в районе мыса Нордкап
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — известняки; 5 — сброс

нование предполагать, что севернее Медвежьего дно Баренцева моря сложено мезозойскими толщами.

На горах Мизери свита Лаксватнет с угловым несогласием перекрывает верхнедевонские отложения свиты Редвика. Триасовые отложения, представленные всеми тремя отделами, залегают на верхнепермских со значительным стратиграфическим перерывом (отсутствуют татарский и казанский ярусы), но без видимого несогласия. В целом образования пермского — триасового комплекса на горах Мизери слагают гемиантиклиналь (структурный нос), северо-восточное простирание которой точно совпадает с простиранием современного массива гор Мизери (рис. 3). Общая видимая протяженность структурного носа более 4 км, ширина 2—2,5 км, углы падения слоев в приосевой части близки к горизонтальным, а на крыльях достигают 3—5°. В западном направлении структурный нос постепенно переходит в моноклиналь с северо-восточным падением под углом 4—5°.

Близ оз. Лаксватнет верхнепермские образования одноименной свиты с отчетливым угловым несогласием перекрывают нижнекаменноугольные и иногда среднекаменноугольные отложения (рис. 6) и формируют южную часть очень пологой меридиональной брахисинклинали. Ширина ее 3 км, протяженность — 4 км, амплитуда около 60 м. Осевая плоскость структуры проходит примерно в 1 км восточнее мыса Посадовский. Углы падения слоев на крыльях не превышают 2—3°.

На крайнем юге острова рассматриваемый структурный комплекс представлен образованиями обоих отделов пермской системы. При этом основное угловое несогласие фиксируется у основания нижнепермской

свиты Альфредфьеллет, которая наложена как на ордовикские, так и на ниже- и среднекаменноугольные отложения. Общее падение пермских пород юго-западное. При этом намечаются очень небольшие субширотные платформенные структуры: положительная между горами Альфреда и Хамберга с более крутым (до 6—7°) северным крылом и отрицательная (углы падения 3—6°) между горами Фугле и Хамберга.

На горе Альфреда между ниже- и верхнепермскими образованиями отмечено угловое несогласие, не изменившее общего подобия структур внутри комплекса. Указанное несогласие, равно как и стратиграфическое несогласие между пермскими и триасовыми породами, свидетельствует о достаточно сложном строении комплекса.

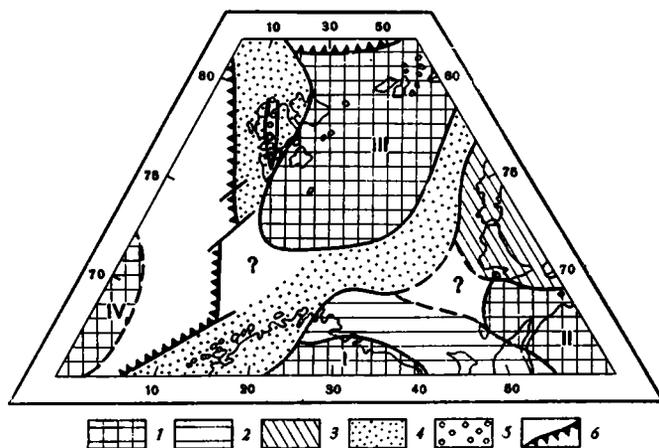


Рис. 6. Схема тектонического районирования шельфа Баренцева моря.

1 — массивы добайкальской стабилизации (I — северная окраина Балтийского щита, II — погребенный массив Большеземельской тундры, III — Баренцевский массив, IV — платформа Эриа); 2 — байкальская складчатая система Тимана — Барангер-фьорда; 3 — герцинская складчатая система Новой Земли; 4 — каледонские складчатые системы: Скандинаво-Баренцевская и Западно-Шпицбергенская; 5 — девонские наложенные впадины (орогенный комплекс каледонид); 6 — граница распространения океанической коры

Разрывные нарушения, проявившиеся в послеордовикское время, явно разновозрастны и связаны соответственно как с позднедевонским — каменноугольным, так и с пермским — триасовым структурными комплексами. На северном побережье острова в районе мыса Нордкап и оз. Лаксватнет, а также на горе Альфреда фиксируется целый ряд допермских сбросов и надвигов, никак не отразившихся в перекрывающих их пермских породах (рис. 3, 6). Однако на основной территории острова, где пермские образования отсутствуют, очень трудно классифицировать нарушения по возрасту, и поэтому приведенное ниже разделение их является условным.

С позднедевонским — каменноугольным структурным комплексом связаны как сбросы, так и надвиги. Основной, явно доартинский надвиг на юге острова, уже был охарактеризован. На горе Альфреда ему сопутствует субпараллельный сравнительно небольшой надвиг, обусловивший формирование флексуры в каменноугольных породах (рис. 5). Помимо этого надвиг и подвиг с незначительной амплитудой перемещения отмечены соответственно на горе Освальда и у мыса Рут. В обоих случаях движение происходило в восточном направлении. Сбросы моложе надвигов, они пересекают надвиговые поверхности и имеют субмеридио-

нальное и северо-западное простирание. С субмеридиональными доартинскими сбросами в центре острова связаны узкие грабены (шириной 0,7—1 км при длине до 3—3,5 км), выполненные среднекаменноугольными породами. Вертикальная амплитуда перемещения по этим нарушениям иногда достигает 300 м. Наиболее протяженным является субмеридиональный сброс — оз. Ломватнет — р. Эрвелла с амплитудой вертикального перемещения около 200 м (опущено западное крыло). Обычно же амплитуда меридиональных сбросов составляет первые десятки метров, что особенно отчетливо видно в береговых обнажениях на востоке острова у рудника Тунхейм. Сбросы северо-западного простирания проявились лишь в пределах древнего поднятия и, видимо, унаследованы от докембрийских нижнепалеозойских разрывов.

Основные нарушения пермского — триасового комплекса имеют субмеридиональное, северо-восточное и в меньшей степени широтное простирание и представлены сбросами, которые частично наследуют более древние разрывы. Наиболее протяженные из них — субмеридиональные сбросы оз. Ломватнет — р. Эрвелла и бухта Нордхамна — мыс Харри — ограничивают блок, в пределах которого расположена брахисинклиналь Лаксватнет. Амплитуда сброса оз. Ломватнет — р. Эрвелла в послепермское время составляет около 50—60 м, судя по району северо-западной оконечности гор Мизери; опущен, как и в предпермское время, западный блок.

Сбросы северо-восточного простирания моложе субмеридиональных и обычно секут их. Наиболее протяженные из этой группы сбросы оз. Хаусватнет — р. Эума и бухта Нордхамна — Лангбукта с амплитудой вертикального перемещения около 100 м сформировали горст на западе о. Медвежьего.

Субширотные нарушения представлены сбросом, ограничивающим с юга брахисинклиналь Лаксватнет, и множеством мелких разрывов на западе острова в поле развития свиты Кап-Ханна. К этой же группе относится и единственный сброс, пересекающий триасовые породы на горах Мизери. Как и по сбросу близ оз. Лаксватнет, северный блок опущен здесь на 20—30 м.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ

Анализ многоярусной тектонической структуры о. Медвежьего позволяет наметить некоторые общие закономерности ее эволюции в связи с развитием сопредельных шельфов.

О геологической истории острова можно судить, начиная с позднего докембрия. Однородная карбонатная формация позднедокембрийского структурно-формационного комплекса (свита Руссаханна) отражает стабильный тектонический режим, господствовавший в конце рифея на огромной территории от Урала до Гренландии. Эпоха, переходная от докембрия к палеозою, на о. Медвежьем характеризуется появлением терригенной формации регрессивного облика, с размывом залегающей на верхнерифейских доломитах. Свита Сёрхамна завершает позднедокембрийский седиментационный цикл и по своему стратиграфическому и тектоническому положению коррелируется с вендскими регрессивными формациями Северной Европы. Специфической особенностью последних является частое присутствие в их составе горизонтов несортированных грубообломочных пород, которым ряд исследователей приписывает ледниковое или ледниково-морское происхождение (Harland, 1961; Чумаков, 1971). На наш взгляд, подобного рода формации правильнее рассматривать как молассовые образования, свидетельствующие о тектонической активизации на рубеже докембрия и палеозоя. Результатом этих движений явилось замыкание большинства седиментационных прогибов, часть которых была инверсирована с образованием складчатых систем

(байкалиды Тимана и северной Норвегии). Сравнительно небольшая мощность позднедокембрийских формаций Медвежьего, их субплатформенный характер и низкая степень дислоцированности позволяют предполагать выклинивание байкальской геосинклинали в северо-западном направлении. Вероятнее всего, позднедокембрийские отложения острова представляют собой платформенный чехол, накапливавшийся на краю массива древней (добайкальской) стабилизации. В байкальскую эпоху край массива был частично трансформирован и оформился структурный план позднедокембрийского комплекса. Образовавшаяся при этом моноклираль имеет то же северо-западное простирание, что и складчатые структуры байкалиды.

Следующий седиментационный цикл охватывает ордовикский период. Исключительно карбонатный состав и сравнительно небольшая мощность свиты Имердален свидетельствуют о сохранении платформенного режима и в ордовикское время. Вывод о платформенном характере развития территории увязывается с субгоризонтальным залеганием ордовикских пород, практически не затронутых каледонским складкообразованием.

Интенсивные движения силурийского периода, сформировавшие каледониды Скандинавии и Шпицбергена, обусловили общее поднятие края предполагаемого массива, сопровождавшееся образованием системы разрывов северо-западного простирания, возможно, унаследовавших план более древних нарушений.

Заключение об отсутствии каледонских складчатых сооружений на территории о. Медвежьего подтверждается угленосным характером верхнедевонской толщи, которая входит в состав единого типично платформенного структурного комплекса (позднедевонского — каменноугольного). Нижне- и среднедевонские отложения, представленные на Шпицбергене и в других районах каледонид специфической молассовой формацией «древнего красного песчаника», на о. Медвежьем отсутствуют.

В послеордовикской истории Медвежьего выделяются два основных этапа, каждому из которых соответствует крупный седиментационный цикл. Позднедевонский — каменноугольный цикл характеризуется типично трансгрессивной последовательностью осадконакопления — от лагунно-континентальных толщ верхнего девона и нижнего карбона до морских отложений верхнего карбона и нижней перми. Внутри пермского — триасового цикла, на рубеже перми и триаса, в морских условиях происходит резкая смена карбонатной седиментации терригенной. Выпадение из разреза татарского и казанского ярусов еще более подчеркивает двухстадийный характер развития осадочного бассейна.

Анализ перерывов и несогласий внутри послеордовикской осадочной толщи свидетельствует о заметной активизации тектонического процесса в позднем палеозое. Очевидно, эта активизация, в целом синхронная главной эпохе герцинских движений, широко проявилась по крайней мере в западной части Баренцевоморского шельфа. Однако интенсивность отдельных фаз была, по-видимому, различной в разных районах. В частности, на о. Медвежьем наиболее четко выражено постассельское несогласие, разделяющее структурные комплексы. Несогласия же внутри московского яруса (между свитами Кап-Ханна и Коббеукта) и между нижней и верхней пермью имеют второстепенный характер; о ранге предтриасового несогласия трудно судить из-за ограниченного распространения триасовых отложений. В то же время на Шпицбергене наиболее значительные блоковые перемещения зафиксированы именно в среднекаменноугольное время и в конце перми (Соколов и др., 1968; Лившиц, 1973).

Другой специфической особенностью позднепалеозойских движений на Медвежьем по сравнению со Шпицбергом является сочетание простых вертикальных перемещений с более сложными горизонтальными

ми. Наиболее характерна в этом отношении разбитая сбросами поверхность куполовидного надвига, приуроченная к древнему поднятию на юге острова. На Шпицбергене подобного рода сочетание надвигов и сбросов одной тектонической фазы прекрасно выражено в раннекайнозойской структуре западного побережья (Orvin, 1940; Лившиц, 1973).

Окончательное оформление современной структуры Медвежьего и выведение его из-под уровня моря произошло на неотектоническом этапе и в течение весьма короткого времени — берега острова исключительно крутые. Имеющиеся на острове следы оледенения (троговые долины, ледниковая штриховка и др.), вероятнее всего, синхронного позднеплейстоценовому оледенению Северной Европы, можно рассматривать как свидетельство того, что уже в плейстоцене о. Медвежий был сушей. По данным И. Олссон, возраст базальных илов, датирующих начало озерного осадконакопления в равнинной части Медвежьего, составляет $11\,200 \pm 500$ лет (радиоуглеродный метод) (Olsson, 1968), что отвечает раннему голоцену. К сожалению, мы пока не располагаем данными о составе и возрасте торфяника, образующего мощные пласты (до 1,5 м) в горной части острова (горы Фугле — 411 м и Хамберга — 440 м).

Отчетливая дифференциация современного рельефа, вероятно, обусловлена новейшими блоковыми перемещениями, причем в ряде случаев наблюдается унаследованность форм рельефа от древних структур. Так, горный массив Антарктик расположен на месте предпермского поднятия, а горы Мизери в общих чертах повторяют контуры структурного носа в пермо-триасовых отложениях.

* * *

*

Таким образом, на примере о. Медвежьего можно видеть, что в западной части шельфа Баренцева моря проявились все классические для Европы эпохи палеозойского тектогенеза: ассинитская (байкальская), каледонская и герцинская. То, что ни одна из них не привела к созданию на острове типичных складчатых сооружений, вероятно, объясняется положением Медвежьего по крайней мере с позднего докембрия на юго-западном краю стабильного массива. Существование под водами Баренцева моря такого массива, ограниченного Скандинавско-Шпицбергенской и гипотетической Норвежско-Баренцевской ветвями каледонид, предполагалось и ранее (Атласов и др., 1964; Гафаров, 1966). При этом структуры о. Медвежьего рассматривались как связующее звено между каледонидами Скандинавии и Шпицбергена. Приведенный выше материал свидетельствует о том, что остров не входил в состав каледонской складчатой системы (рис. 6). Каледониды Шпицбергена, исключительно близкие по структурам и формационному составу Восточно-Гренландским каледонидам, вероятно, были отделены от Британско-Скандинавско-Баренцевской каледонской системы цепью срединных массивов типа Баренцевского и «платформы Эриа» (Красильщиков, 1973).

Сравнительный анализ платформенного чехла Баренцевского массива выявляет различные тенденции в развитии его южной и северной частей. Если южная часть массива (о. Медвежий) в целом испытывала прерывистое погружение с позднего докембрия, то северная часть (Восточный Шпицберген), по-видимому, воздымалась до ранней перми. На Западном Шпицбергене, в области завершенной каледонской складчатости, в каменноугольное время в локальных грабенообразных прогибах накапливались карбонатно-терригенные толщи (Cutbill, Challinor, 1965; Лившиц, 1973), мощность которых более чем в 3—20 раз превышала мощность одновозрастных отложений на Медвежьем.

В пермское и особенно в мезозойское время, когда морской бассейн распространился на весь Баренцевоморский шельф, северная его часть, судя по мощностям пермских (Cutbill, Challinor, 1965; Устрицкий, 1967) и мезозойских пород (Клубов, 1965; Пчелина, 1967, 1972), прогибалась

по крайней мере в 3—5 раз интенсивнее, чем южная. Повышенная битуминозность сформировавшихся мощных толщ свидетельствует о потенциальной нефтегазоносности региона.

Под водами Баренцева моря могут быть скрыты достаточно глубокие седиментационные прогибы, благоприятные для накопления и сохранения углеводородов. Вероятно, наибольший интерес могут представлять длительно развивающиеся прогибы типа Западно-Шпицбергенского (Соколов и др., 1972), которые приурочены к мобильным зонам, окаймляющим Баренцевский массив. Однако и в пределах самого массива, в частности между островами Шпицберген и Медвежий, могут существовать перспективные структуры типа мезозойского прогиба пролива Ольги к востоку от Шпицбергена (Соколов и др., 1972).

Литература

- Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д., Егизаров Б. Х., Зимкин А. В. и Романович Б. С. Новая тектоническая карта Арктики.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 6.
- Гафаров Р. А. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1966, № 4.
- Клигин К. А. О тектонике Шпицбергена.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 10.
- Клубов Б. А. Основные черты геологического строения острова Баренца.— В сб. Материалы по геологии Шпицбергена. Изд. Н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Клубов Б. А. Триасовые и юрские отложения острова Вильгельма.— В сб.: Материалы по геологии Шпицбергена. Изд. Н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1965.
- Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя архипелага Шпицбергена.— Тр. НИИГА, т. 172, Л., «Недра», 1973.
- Лившиц Ю. Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. тр. НИИГА, т. 174, «Недра», 1973.
- Пчелина Т. М. Стратиграфия и некоторые особенности вещественного состава мезозойских отложений южных и восточных районов Западного Шпицбергена. В сб.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Изд. Н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1967.
- Пчелина Т. М. Триасовые отложения острова Медвежий.— В сб. Мезозойские отложения Свальбарда. Изд. Н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1972.
- Раабен М. Е. и Забродин В. Е. К биостратиграфической характеристике верхнего рифея Арктики.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3.
- Соколов В. Н., Красильщиков А. А. и Лившиц Ю. Я. Основные черты тектонического строения архипелага Шпицбергена.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Соколов В. Н., Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я. и Семевский Д. В. История формирования структуры Шпицбергена и прилегающего шельфа.— В сб.: Геология и перспективы нефтегазоносности Советской Арктики. Изд. Н.-и. ин-та Арктики, Л., 1972.
- Устрицкий В. И. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Шпицбергена.— В сб.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Изд. Н.-и. ин-та геол. Арктики, Л., 1967.
- Чумаков Н. М. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики. Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 2.
- Andersson J. G. Uber die Stratigraphie und Tektonik der Bären Insel.— Bull. Geol. Inst. Upsala., 1900, No. 3, (v. 4, Pt. 2).
- Cutbill J. L., Challinor A. Revision of the Stratigraphical Scheme for the Carboniferous and Permian Rocks of Spitsbergen and Bjørnøya.— Geol. Mag., 1965, v. 102, No. 5.
- Harland W. B. An outline structural history of Spitsbergen. Geol. Arctic, v. 1, Toronto, 1961.
- Harland W. B. Mantle changes beneath the Barents shelf.— Trans. N. Y. Acad. Sci. Series II, 1969, v. 31, No. 1.
- Holtedahl O. Palaeozoic series of Bear Island, especially on the Heclahook system.— Norsk geol. tidsskr., 1920, v. V.
- Horn G., Orvin A. K. Geology at Bear Island.— Skr. Svalb. Ishavet, 1928, No. 15.
- Kaiser H. Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel. 3. Mikroflora des Höheren Oberdevons und des Unterkarbone.— Palaeontographica, 1970, B. 129, Abt B.
- Livšić Ju. Ja. Paleogene deposits and the structure of the platform mantle of Svalbard. Norsk Polarinst., Skrifter 159 Oslo in press.
- Olsson J. U. Radiocarbon analysis of lake sediment samples from Bjørnøya. Geogr. ann., 1968, A 50, No. 4.
- Orvin A. K. Outlines of the geological history of Spitsbergen.— Skr. Svalb. Ishavet, 1940, No. 78.
- Schweitzer H. J. Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel. 1. Pseudobornia ursina Nathorst. Paleontographica, 1967, B. 120.

УДК 551.243.12(61)

М. Н. БУРЦЕВ, К. И. НИКИТЕНКО, Е. И. ТЕРЕХИН

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ГРАБЕНА
ГАО-АНСОНГО (СЕВЕРНАЯ АФРИКА)**

В статье рассмотрены результаты применения комплекса методов ТТ, ВЭЗ и КМПВ на территории грабена Гао-Ансонго. На основе совместной интерпретации сейсмических и электроразведочных материалов охарактеризованы глубинное геологическое строение грабена, история его формирования и связь с окружающими структурными элементами.

Грабен Гао-Ансонго расположен в пределах Сахарской плиты между кристаллическим массивом Адрар-Ифорас (южный отрог Туарегского массива) и складчатой зоной Гурма, примыкающей с севера к Леоно-Либерийскому массиву. Он как бы соединяет осадочные бассейны двух синеклиз: Таудени — на западе и Мали-Нигерской — на востоке. Грабен является погребенной структурой, перекрытой четвертичными отложениями. В северном обрамлении выходят на поверхность докембрийские кристаллические породы суггарской и фарузской систем, слагающие массив Адрар-Ифорас. На них залегают осадки верхнего мела и палеогена мощностью в несколько десятков метров. Южный и юго-западный борта грабена сложены метаморфическими породами позднего протерозоя серий Ансонго и Лаббезенга, обнажающихся в районе Гурмы и залегающих на бирримском фундаменте Леоно-Либерийского массива.

Первые сведения о глубинном геологическом строении грабена Гао-Ансонго приведены А. Радье (Radier, 1959) в работе, в которой были обобщены результаты региональных гравимагнитных и электроразведочных работ, выполненных французскими кампаниями (*Mesures gravimetriqueset...*, 1959, *Etude par prospection geophysique...*, 1952, 1957), а также материалы геологической съемки и данные гидрологических скважин, глубина которых не превышает 350 м. Согласно А. Радье, грабен, ограниченный двумя разломами северо-западного простирания, заполнен отложениями верхнего мела и палеоген-неогена суммарной мощностью около 2000 м.

Последующая аэромагнитная съемка, выполненная в 1962 г. французской кампаний, подтвердила выводы А. Радье и выделила наиболее погруженные участки грабена. Таким образом, региональные геофизические исследования наметили тектоническое положение грабена Гао-Ансонго, глубинное строение которого осталось практически не изученным. Наиболее полная характеристика грабена, основанная на обобщении геологических материалов, приведена в работах В. Е. Хаина (1971) и Д. М. Трофимова, К. Е. Аристова, М. А. Петросянц (1969).

На основании палинологических исследований керн неглубоких гидрогеологических скважин Д. М. Трофимов высказал предположение о развитии в пределах грабена не только отложений верхнего мела, но и образований промежуточного континентального комплекса. В работе В. Е. Хаина (1971) отражены новые представления о геотектоническом положении данного структурного элемента Сахарской плиты. По его мнению, положение грабена Гао-Ансонго в общей структуре Сахарской

плиты связывается с существованием в западной и южной частях массива Адрар-Ифорас узкой подвижной внутриплатформенной зоны типа авлакогена (Ганезруфт-Тиметрин Гао), обособившейся в позднем протерозое. Эта подвижная зона в течение фанерозоя неоднократно испытала опускания, особенно заметные в юрско-раннемеловое и позднемеловое время, когда произошло формирование грабенов Асселяр, Гао-Ансонго, Нигерского.

В 1963—1965 гг. на площади Гао-Ансонго Малийским государственным геологическим предприятием (Sonagem) с помощью советских специалистов были проведены комплексные геофизические исследования. В этот комплекс были включены сейсморазведочные исследования

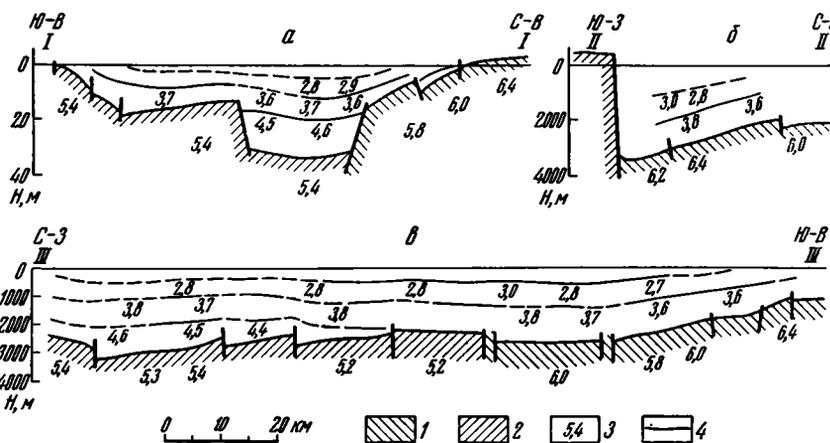


Рис. 1. Профили КМПВ

1 — поверхность верхнепротерозойского фундамента Гурмы, 2 — поверхность древнекристаллического фундамента Адрар-Ифораса, 3 — граничные скорости в км/сек, 4 — преломляющие горизонты в отложениях промежуточного континентального комплекса

КМПВ по отдельным региональным профилям и площадная съемка методом теллурических токов (ТТ) с опорой на редкую сеть зондирований ВЭЗ. В результате совместной интерпретации сейсмических и электро-разведочных материалов получено представление о глубинном геологическом строении грабена Гао-Ансонго и о его связи с окружающими структурными элементами. На рис. 1 приведены сейсмогеологические разрезы по профилям КМПВ, пересекающим грабен вкрест простирания (I—I, II—II), и по простиранию (III—III). На всех разрезах преломляющий слой с граничными скоростями 5,4—6,7 км/сек перекрыт однородным осадочным чехлом общей мощностью свыше 3000 м в наиболее погруженных зонах. В северных частях субмеридиональных профилей и в юго-восточной части субширотного профиля преломляющий слой характеризуется граничными скоростями примерно 5,8—6,4 км/сек и уверенно связывается с поверхностью кристаллического фундамента Адрар-Ифораса. В южных частях субмеридиональных профилей и северо-западной части субширотного профиля фиксируется поверхность, обладающая пониженными значениями граничной скорости (5,2—5,4 км/сек), которая отождествляется со слабо метаморфизованными верхнепротерозойскими образованиями, обнажающимися в массиве Гурма (рис. 2, б). На разрезе I—I с северо-востока на юго-запад отмечается погружение кристаллического фундамента Адрар-Ифораса от 100 до 3000 м. В наиболее погруженном участке разреза происходит смена граничных скоростей, приуроченная к тектоническому разрыву,

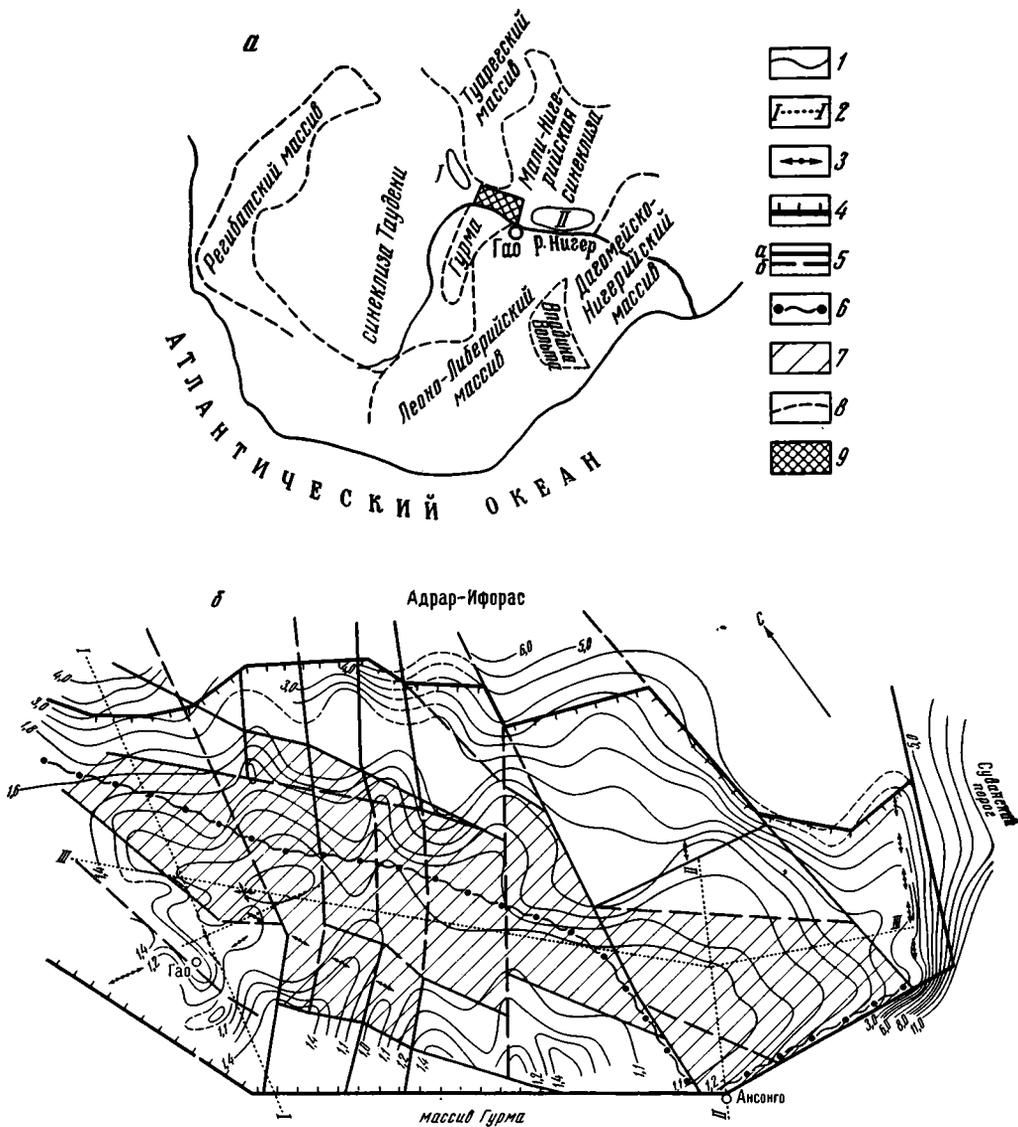


Рис. 2. Тектоническая схема грабена Гао-Ансонго: а — выкопировка из тектонической схемы Африки, составленной В. Е. Ханним, б — тектоническая схема грабена Гао-Ансонго, составленная М. И. Бурцевым, К. И. Никитенко; 1 — изолиния параметра μ ; 2 — сейсмический профиль; 3 — точка ВЭЗ; 4 — тектонические нарушения, ограничивающие грабен Гао-Ансонго; 5 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 6 — линия контакта разновозрастных фундаментов; 7 — центральная погруженная зона (мощность осадочного чехла до 4000 м); 8 — границы крупных элементов тектоники; 9 — площадь геофизических исследований. I — грабен Асселяр; II — Нигерский грабен

с амплитудой более 1000 м. Далее к югу фундамент Гурмы ступенчато воздымается.

На разрезе II—II фундамент Адрар-Ифораса также погружается в юго-западном направлении до глубины 1000 м. Здесь отмечается нарушение типа взброса амплитудой от 500 до 4000 м. Смена граничных скоростей происходит в южной части профиля, в зоне взброса с амплитудой 4000 м. На разрезе по профилю III—III, пересекающему грабен Гао-Ансонго по простиранию, отмечаются вертикальные смещения бло-

ков фундамента амплитудой до 300—500 м. Смена граничных скоростей приурочена к тектоническому разрыву в центральной части грабена. Кроме поверхности фундамента на разрезах (рис. 1, а, в) в центральной части грабена прослежена преломляющая граница с $V_r = 4,5—4,6$ км/сек, залегающая на глубинах более 2000 м. Эта граница условно отождествляется с поверхностью отложений палеозойского комплекса, лучше изученного сейсморазведкой КМПВ в северной части Мали-Нигерской синеклизы, где она характеризуется аналогичными граничными скоростями ($V_r = 4,4—4,6$ км/сек) и подтверждена глубокими скважинами Ин-Тамат, Тин-Эсрерин и др. (Бурцев, 1971). Стратиграфическая привязка этого горизонта в грабене Гао-Ансонго подтверждается еще и тем, что на территории Западной Африки верхнепротерозойские отложения обладают, как правило, граничными скоростями не ниже 5 км/сек, а постпалеозойские осадки — не выше 3,6—3,8 км/сек.

На всех разрезах (рис. 1, а, б, в) прослежены границы с $V_r = 3,6—3,8$ км/сек и $V_r = 2,8—3,0$ км/сек, которые характеризуют распространение и мощности отложений промежуточного континентального комплекса.

Таким образом, в результате сейсмических исследований КМПВ по отдельным профилям получены первые данные о примерной глубине залегания и блоковой структуре грабена Гао-Ансонго, приближенно намечено положение зоны сочленения двух разновозрастных фундаментов, различающихся вещественным составом, степенью метаморфизма и гранитизации, а также определен стратиграфический объем выполняющих грабен осадков, их площадное распространение и мощность отдельных комплексов.

Работы методом теллурических токов (ТТ) осуществлялись по обычной методике по профилям с густотой сети 8×8 км. Поле ТТ в изучаемом районе характеризуется устойчивой линейной поляризацией с направлением оси поляризации вдоль оси грабена. В связи с этим оказалось возможным при обработке материалов ТТ определять лишь величину теллурического параметра μ , приуроченную к этому направлению. На карте параметра μ (рис. 2, б) выделяется несколько зон, различающихся величиной параметра μ и направлением его изолиний. Зона спокойного поля шириной от 15 до 20 км, ограниченная изолинией 1, 2, протягивается в направлении с северо-запада на юго-восток от Гао до Ансонго. С севера она оконтурена зоной повышенных градиентов, в пределах которой величина μ меняется от 1,2 до 1,8. Наиболее четко эта зона прослеживается в центральной части карты, где изолинии имеют сложную конфигурацию. На северо-западе и юго-востоке она переходит в область спокойного поля μ . Севернее этой зоны выделяется зона с $\mu = 1,8—3,0$, протягивающаяся параллельно предыдущей. Восточнее Ансонго указанная зона резко меняет направление с юго-восточного на юго-западное. С севера и юго-востока зоны оконтурены максимальными значениями μ (5,0—11,0). С юга область спокойного поля ограничена значениями $\mu = 1,2—1,4$, которые представлены в виде локальных аномалий сложной конфигурации.

Сопоставление данных метода ТТ и сейсморазведки КМПВ по отдельным профилям показывает, что поведение параметра μ обусловлено тектоническим строением грабена.

Для обоснования возможности качественной интерпретации карты μ совместно с данными КМПВ были выполнены отдельные зондирования ВЭЗ. Они показали, что геоэлектрический разрез района работ близок к разрезу типа *H*. Суммарная продольная проводимость осадочной толщи меняется от 750 *мо* в погруженной части грабена до 100—150 *мо* на его бортах. Совпадение глубины залегания высокоомного горизонта с глубинами до преломляющего горизонта свидетельствует о том, что опорным для электроразведки является разновозрастный фундамент. Вслед-

ствии этого оказалось возможным найти корреляционные зависимости между параметром μ и глубиной залегания преломляющего горизонта с $V_r = 5,4—6,4$ км/сек и построить схематическую карту по кровле фундамента для всей изучаемой территории. С учетом тектоники обрамления, а также структуры гравитационных и магнитных полей и геоморфологических особенностей района по данным сейсморазведки и электроразведки составлена тектоническая схема строения фундамента грабена Гао-Ансонго (рис. 2).

В формировании грабена основную роль играли тектонические нарушения типа сбросов. Четко намечаются две системы разломов — северо-западного и субширотного направлений. Разломы северо-западного направления группируются в две полосы. Одна из них включает серию почти параллельных разломов, идущих вдоль южного склона массива Адрар-Ифорас. Эта серия разломов формирует две ступени в рельефе фундамента Адрар-Ифораса, погружающиеся в сторону центральной части грабена. Вторая полоса разломов, протягивающаяся вдоль р. Нигер, ограничивает грабен с юга и образует ступени в рельефе верхнепротерозойского фундамента Гурмы.

Система разломов меридионального простирания, четко выраженная в пределах массива Адрар-Ифорас, прослеживается по геофизическим данным и на территории грабена. Погруженные и приподнятые блоки, выделенные по фундаменту Адрар-Ифораса, протягиваются через грабен и коррелируются с соответствующими блоками верхнепротерозойского фундамента Гурмы. Наложение двух систем разломов обусловило очень сложную блоковую структуру грабена, контролировавшую накопление осадков, начиная от верхнего протерозоя («инфракембрия») до неогена включительно, и выделение следующих основных структурно-тектонических элементов (рис. 2): 1) Северная бортовая зона, 2) Южная бортовая зона, 3) Центральная погруженная зона, 4) Юго-восточная поперечная ступень Суданского порога.

Северная бортовая зона имеет ширину 10—15 км и, четко проявляясь в поле параметра μ значениями 1,8—5,0, отмечается на сейсмопрофиле I—I. От южного склона Адрар-Ифорас она отделена серией разломов с амплитудой около 500 м. В ее пределах фундамент разбит разломами субмеридионального простирания на отдельные блоки с общим наклоном в сторону центральной части грабена. Мощность осадочной толщи не превышает здесь 800 м. Южная бортовая зона выделяется в поле параметра μ изолиниями 1,1—1,4, имеющими сложную конфигурацию. От верхнепротерозойского массива Гурма она отделена серией тектонических разрывов, имеющих на разных участках амплитуды от 500 до 3000 м. Фундамент в пределах отдельных блоков этой зоны погружается в северном направлении. Наиболее погруженная центральная зона грабена характеризуется спокойным полем μ ($\mu < 1$).

По сейсморазведке (профиль III—III) прослеживаются разломы субмеридионального простирания, создающие приподнятые и опущенные блоки. Мощность осадочного чехла в пределах наиболее погруженных блоков достигает 4000 м. Восточнее г. Гао отмечается локальное поднятие фундамента с амплитудой до 500 м и площадью 10×15 км. Погруженная зона протягивается на 120 км в северо-западном направлении при ширине 20—25 км. Грабен Гао-Ансонго с востока ограничивается блоковым поднятием кристаллического фундамента, так называемым Суданским порогом. Граница между этими элементами соответствует зоне больших градиентов параметра μ и выделяется по данным сейсморазведки. В пределах этого блока, отделяющего грабен Гао-Ансонго от Нигерского грабена, выделяемого в южной части Мали-Нигерской синеклизы, мощность осадочного чехла не превышает 1000 м.

На северо-западе грабен Гао-Ансонго выполаживается и сужается до 10—15 км и переходит к северу в известный грабен Асселяр, в преде-

лах которого мощность осадочного чехла не превышает 400—500 м. Характер граничных скоростей и геоэлектрического разреза в пределах рассматриваемой территории позволяет ориентировочно наметить зону сочленения разновозрастных фундаментов древнего кристаллического фундамента Адрар-Ифораса и верхнепротерозойского фундамента Гурмы.

Наличие в погруженной части грабена преломляющих границ, соответствующих палеозойскому, промежуточному континентальному и верхнемеловому комплексам, дает основание предполагать, что формирование грабена началось не в юре и не в позднем мелу, как отмечали А. Радье, В. Е. Хаин, а значительно раньше, предположительно в начале палеозоя. Это предположение основано на результатах анализа мощностей палеозоя в пределах грабена и в сопредельных районах синеклизы Таудени.

По данным КМПВ, палеозойские отложения в грабене имеют мощность 1200—1500 м, в то время как в сопредельных районах она не превышает 600 м. Анализ гравиметрического и магнитного полей дает возможность считать, что положение грабена Гао-Ансонго и его образование связано с формированием крупных региональных разломов в теле Сахарской плиты, возникших в результате байкальских движений вдоль шовной зоны, разделяющей древний Африканский кратон и подвижный Ливийско-Нигерийский пояс, сформировавшийся в позднемеловое время. Грабен Гао-Ансонго является составным элементом системы грабенообразных структур, выделенных в этой зоне: на севере он переходит в грабен Асселяр, а на юго-востоке — в Нигерийский грабен.

Литература

- Бурцев М. И.* Строение грабена Гао-Ансонго по геофизическим данным.— В сб.: II конференция по проблеме «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран». М., НИЛЗарубежгеология, 1971.
- Трофимов Д. М., Аристова К. Е., Петросянец М. А.* Верхнемеловые и палеогеновые отложения грабена Гао (Южная Сахара).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 5.
- Хаин В. Е.* Региональная тектоника. М., «Недра», 1971.
- Radier H.* Le bassin cretace et tertiaire de Gao, le Detroit Soudanais.— Bull. Serv. Geol. et Prosp. Nin. No. 26, Dakar, 1959.
- Mesures gravimetriques et magnetiques en Afrique Occidentale de 1956—1958. Centre geophysique de M'Bour, d'Outremer. Office rech. sci. et techn., Paris, 1959.
- Etude par prospection geophysique du Detroit sedimentaire Adrar des Iforas-Gourma. Serv. Hydrologique de l'AOF et Compagnie Generale de Geoph. Paris, 1952, 1957.

ВНИИГеофизика
Москва

Статья поступила
5 октября 1972 г.

В. Н. МОСКАЛЕНКО

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ
МОРЯ ЛЕВАНТА**

Вдоль южной части котловины проходит мощная зона разломов, разделяющая земную кору на два крупных, вероятно, разновозрастных блока. Граница Мохоровичича в южной части глубоководной котловины залегает на глубине 21—22 км, погружаясь по направлению к Центральному Средиземноморскому валу и африканскому берегу до 28—30 км. Осадочный чехол разделяется на несколько структурных этажей, строение его значительно меняется вдоль профиля, мощность колеблется в пределах 3—8 км.

Проблема происхождения и геологического развития глубоководных котловин внутриматериковых морей может быть успешно решена только после детального изучения области перехода от суши к впадинам. В Средиземном море имеются два очень благоприятных для этой цели участка переходной области от Африканской платформы к глубоководным котловинам: один — в центральном бассейне, в море Сирта; другой — в море Леванта, севернее дельты Нила. На обоих участках Африканская платформа явно продолжается в область моря. Ни по спокойному положению наклоненному рельефу дна, ни по магнитному и гравитационному полям, не имеющих здесь примечательных аномалий, невозможно определить положение северной границы Африканской платформы. Создается впечатление, что она продолжается далеко на север, в центральные глубоководные районы моря. Как далеко продолжается Африканская платформа в Средиземное море, где и каким образом геологические структуры докембрийского возраста сменяются более молодыми, переходя в конечном счете в альпийские горные сооружения северного побережья Восточного Средиземноморья? С решением этих геологических задач неразрывно связана проблема происхождения глубоководных впадин Средиземного моря.

В 1969 г. Южное отделение Института океанологии АН СССР совместно с Геленджикским отделением ВНИИМОРГЕО провели комплексные геофизические исследования на профиле по линии Александрия — пролив Карпатос (рис. 1). В геофизический комплекс входили глубинное сейсмическое зондирование ГСЗ, сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ), магнитные и гравиметрические исследования. ГСЗ выполнено на участке профиля длиной 250 км. Он пересекает южный склон Центрального и средиземноморского вала, глубоководную котловину моря Леванта и выходит в область погруженной части материкового склона (рис. 1).

Встречные системы годографов получены лишь на северной половине профиля, на участке 100 км. Максимальная дальность регистрации с борта судна «Академик С. Вавилов» не превышала 50 км, донные сейсмические установки зарегистрировали сейсмические волны на удалении до 80—110 км.

В восточной части Средиземного моря уже проводились ранее сейсмические исследования методом ГСЗ. В 1952 г. Т. Ф. Гаскелл выполнил исследования южнее о. Кипр на коротком профиле длиной 18 км с одно-

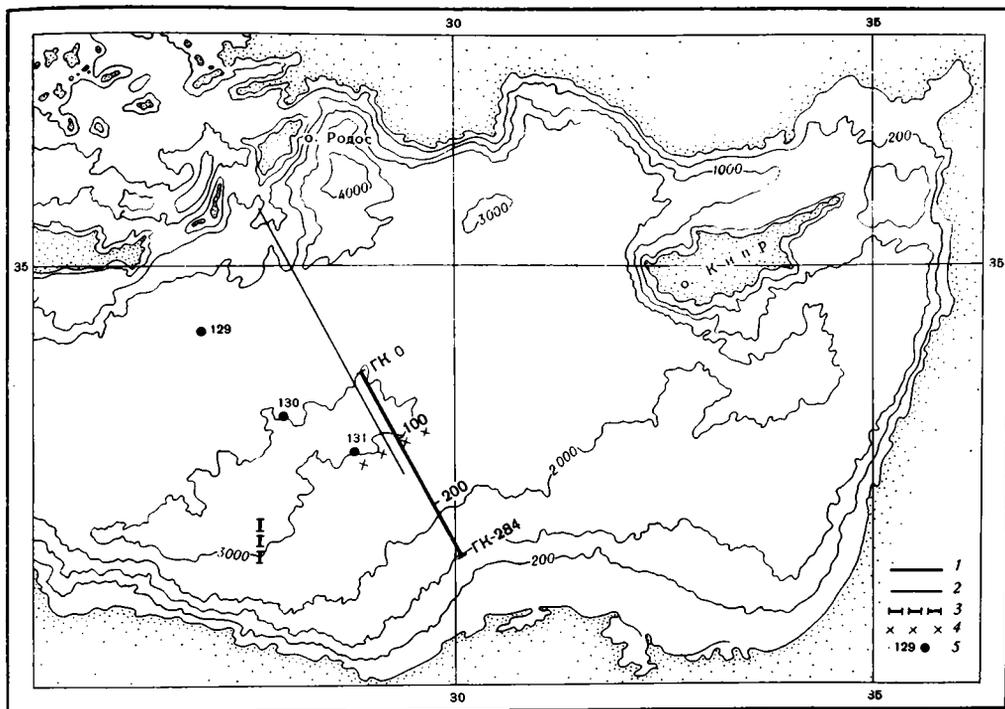


Рис. 1. Карта района работ. 1 — профиль ГСЗ, 2 — профиль МОВ, 3 — профиль ГСЗ-18, 4 — глубинный разлом, 5 — буровые скважины

сторонней системой наблюдения (Gaskell, Swallow, 1953). Два небольших профиля (30 и 45 км) отработаны в Левантийской котловине и на Центральном Средиземноморском валу в 1964 г. (Москаленко, 1966). На обоих профилях также нет встречных годографов.

Рассматриваемый комплексный геофизический профиль, несмотря на значительные проблемы в системе наблюдения и отсутствие на большей его части встречных годографов, в настоящее время наиболее информативен и может считаться опорным для моря Леванта. Он позволяет установить характерные, самые общие черты строения земной коры в этом районе.

ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ

В волновом поле выделены волны, соответствующие осадочному чехлу (P^{oc} , PS^{oc}) и кристаллической коре (P^* , PS^* и $P^ж$). Волны достаточно уверенно разделяются по кажущимся скоростям (рис. 2). На ближних расстояниях (0—40 км) наблюдается частая смена волн, зоны интерференции переходят одна в другую, динамика первых волн непрерывно меняется. На расстояниях более 40 км волновая картина упрощается, динамика первых волн становится более стабильной. Встречные годографы получены только для трех типов волн (P_1^{oc} , P_3^{oc} и PS_2^*).

Средние скорости распространения сейсмических волн от поверхности дна моря до границы раздела определялись по номограмме для рефрагированных волн (Белокуров, 1971). Границы раздела строились по формулам для головных продольных волн.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПО РАЗРЕЗУ

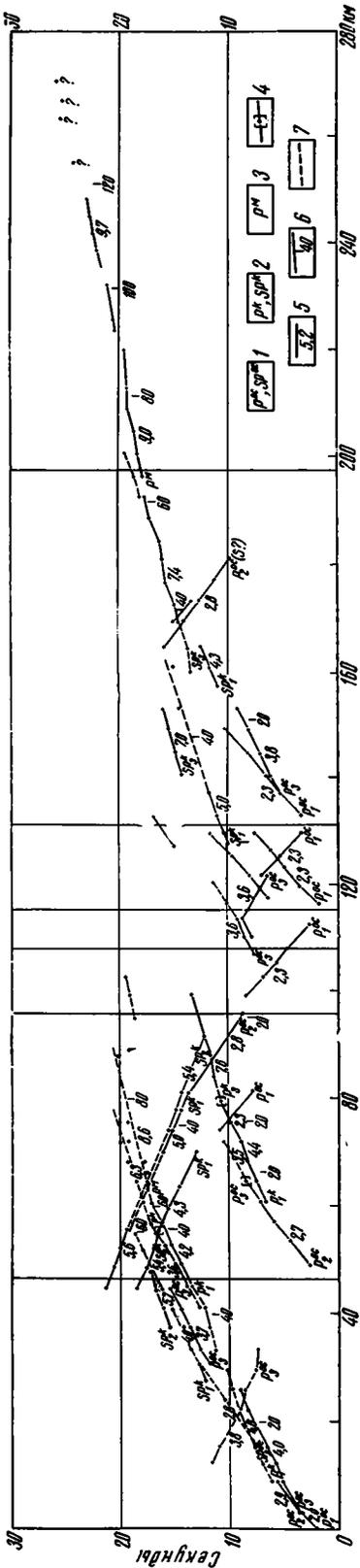


Рис. 2. Наблюденные годографы сейсмических волн. 1 — волны, соответствующие осадочной толще; 2 — волны, связанные с фундаментом и кристаллической корой; 3 — волны, соответствующие границе Мохоровичича; 4 — область смены волн; 5 — величина кажущейся скорости; 6 — расстояние до пункта приема; 7 — неуверенная корреляция волн

Скоростные характеристики отчетливо показывают на вертикальную и горизонтальную неоднородность разреза. Они позволяют выделить в разрезе по вертикали несколько зон, в пределах которых резко меняются физические свойства пород. К этим зонам должны быть приурочены опорные сейсмические и геологические границы.

Первая такая зона в разрезе земной коры в северной части котловины залегает на глубине примерно 10—13 км (рис. 3). Она характеризуется относительно высокими средними скоростями — 4,0 км/сек, большим градиентом скорости — $0,22 \text{ км}^{-1}$, изломом графика $V(H)$; пластовые скорости, рассчитанные относительно этой точки разреза для интервалов глубин 2,5—10 и 10—20 км, существенно различны — 4,0 и 5,0 км/сек. Этой области на годографах соответствует выход в первые вступления волны P_1^A с кажущейся скоростью 4,6 км/сек. Расчеты показывают, что граница обмена продольных на поперечные волны залегает на этой же глубине. Перечисленные признаки характерны для переходной зоны от осадочного чехла к кристаллической коре. По этим признакам граница d_1^A была принята за кровлю фундамента.

Вторая зона значительных изменений скоростных характеристик находится на глубине 26—29 км. На этой глубине средняя скорость вновь начинает увеличиваться, градиент скорости становится практически постоянным, а на годографах этой области графика соответствует выход волн от границы Мохоровичича P^M в первые вступления. Пластовая скорость для интервала глубин 20—30 км уже составляет 5,4—6,3 км/сек — такие скорости характерны для нижней части земной коры.

Изолинии средних скоростей продольных волн (жирные линии

на рис. 4, а) располагаются выше соответствующих изолиний обменных волн (тонкие линии). Соотношение скоростей изменяется в пределах 1,2—2,3 км/сек. Небольшие величины соотношения скоростей подтверждают вывод, что процесс обмена происходит в верхней части разреза, т. е. на границе d_1^* .

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сейсмический разрез построен в основном для осадочной толщи (рис. 4 б). Полная система наблюдений имеется только для волны P_3^{oc} на небольшом участке северной половины профиля (пк. 16—34 км). Соответствующая граница d_3^{oc} построена методом полей времен достаточно надежно. Положение остальных границ определено менее уверенно; максимальная ошибка в глубине залегания, например, границы d_1^* может достигать ± 2 км. Коровые границы d_3^* и d^* построены только для глубоководной котловины. Вычисления выполнены по одиночным веткам годографов. Точность построения этих границ еще более низкая, для границы d^* она равна $\pm 3-4$ км.

При выборе расчетных средних скоростей для построения сейсмических границ учитывался в основном характер нарастания средней скорости с глубиной (см. рис. 3) от поверхности дна (1,5 км/сек) до глубины 30 км (4,7 км/сек). Скорости, определенные по точкам пересечения годографов $\tilde{y}_{тп}$, имеют несколько меньшие значения (таблица).

Скорости, приведенные в таблице, вычислены по годографам, приведенным к дну моря.

На сейсмическом разрезе, так же как и на разрезе в изолиниях средних скоростей, отчетливо наблюдается подъем всех границ земной коры в южном направлении. Минимальные мощности осадочной толщи и земной коры в целом приурочены к южной части глубоководной котловины моря Леванта. В области материкового склона Африки, судя по характеру поведения изолиний средних скоростей, следует ожидать погружения сейсмических границ и увеличения общей мощности земной коры.

На северной половине профиля, у подножия вала подошва осадочной толщи залегает на глубине около 10 км, по направлению к южной части котловины она поднимается до отметок 5 км и менее. В осадочной толще прослеживается несколько преломляющих границ: d_1^{oc} , d_2^{oc} и d_3^{oc} с граничными скоростями 2,3; 2,8 и 3,8—4,5 км/сек соответственно.

Вдоль профиля ГСЗ выполнены сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ). Отражающие границы нанесены на разрезе тонкими линиями (рис. 4, б). По данным МОВ, на протяженных участках северной половины профиля прослеживается четкая отражающая поверхность, ниже которой практически не выделяется больше границ. Очевидно, эта граница — подошва слабодислоцированного слоя, залегающего на более сложно построенной толще осадков. Мощность вышележащих отложений изменяется от 0,5 до 3,0 км.

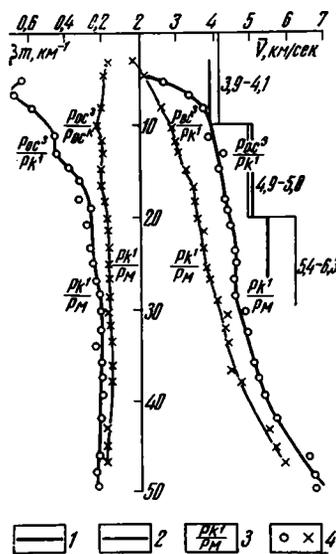


Рис. 3. Скоростной разрез для северной точки разреза за 21 сентября. 1 — графики, построенные для годографов, приведенных к поверхности дна моря; 2 — графики, построенные для наблюдаемых годографов; 3 — зона, соответствующая смене волн на годографах; 4 — вычисленные значения V и β

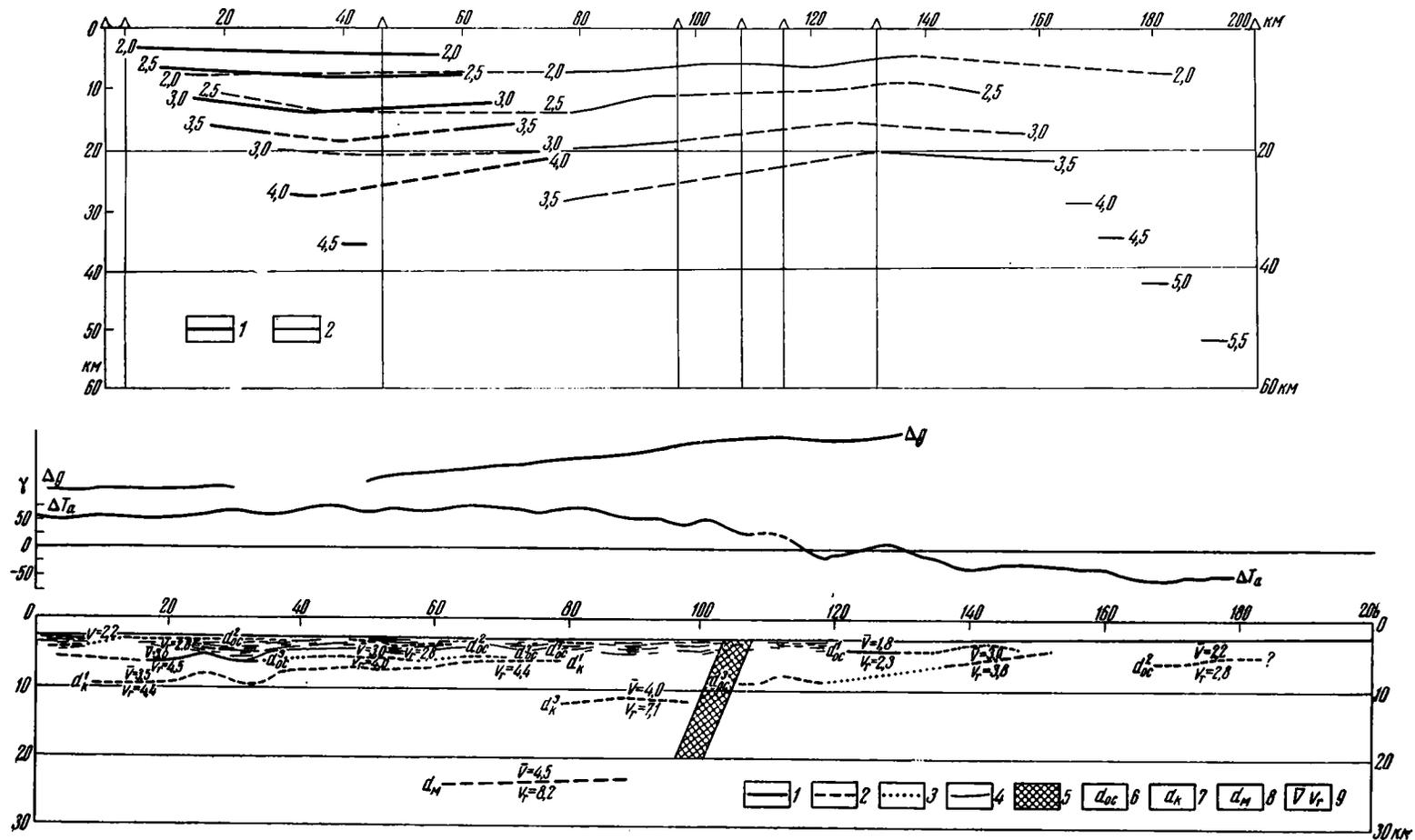


Рис. 4. Скоростной разрез вдоль профиля ГСЗ в изолиниях средних скоростей. 1 — для продольных волн, 2 — для обменных волн.
 б) Сейсмический разрез. 1 — преломляющие границы, построенные по встречным годографам; 2 — то же, построенные по одиночным годографам; 3 — интерполяция грани; 4 — отражающие границы, по данным непрерывного профилирования МОВ; 5 — зона глубинного разлома; 6—8 — границы раздела в осадочной толще, кристаллической коре и граница Мохоровичича; 9 — средние и граничные скорости

На этих же глубинах располагается преломляющая граница d_3^{oc} с $V_r = 4,0—4,5$ км/сек. Рельеф границы d_3^{oc} аналогичен опорной отражающей границе. Следовательно, эта граница на южном склоне вала и в северной части котловины разделяет осадочную толщу на два структурных этажа. Граница эта должна быть достаточно резкой, и этим, видимо, объясняется доминирование волны P_3^{oc} в волновом поле этого рай-

Тип волн	\bar{V}_{TP} , км/сек	$\bar{V}_{расч}$	Тип волн	V_{TP} , км/сек	$\bar{V}_{расч}$	Тип волн	\bar{V}_{TP} , км/сек	$\bar{V}_{расч}$
P_1^{oc}	—	1,8	P_3^{oc}	2,8—2,9	3,0	P_3^k	3,7	4,0
P_2^{oc}	—	2,2	P_1^k	3,0—3,5	3,5	P^*	4,0	4,5

она. Мощность нижнего структурного этажа осадочной толщи сокращается в южном направлении и в южной части котловины, возможно, выклинивается совсем.

Мощность верхнего осадочного структурного этажа значительно уменьшается вдоль профиля при общей тенденции к уменьшению в южном направлении от 3,5—4,0 км на склоне вала до 2,0 км в центральной части глубоководной котловины. В южной части котловины корреляция отражающих границ ухудшается, границы прослеживаются на небольших участках, а затем исчезают. Далее на юг, уже по данным ГСЗ, граница d_3^{oc} появляется на относительно больших глубинах, порядка 6 км, все с тем же характерным подъемом в направлении Африканской платформы. Такой резкий перепад в глубине залегания границы d_3^{oc} , почти на 4 км, можно объяснить наличием крупнейшего тектонического нарушения в виде глубинного разлома. Эта зона разломов проходит вдоль глубоководной котловины примерно по изобате 3000 м.

Переход от вала к котловине сопровождается серией затухающих депрессий шириной 25—35 км и глубиной до 2—3 км, заполненных осадочным материалом. Границы раздела в депрессиях постепенно выполаживаются к поверхности дна и в приповерхностном слое залегают почти горизонтально. Преломляющая граница d_1^{oc} отождествлена с подошвой рыхлых осадков (Howkin Wong, Zarudzki, 1969). На склоне вала и в северной части котловины мощность слоя рыхлых осадков небольшая, порядка первых сотен метров. Преломленные волны от подошвы этого слоя здесь не выделены. В центральной и южной частях котловины мощность рыхлых осадков увеличивается до 1,0—1,5 км.

Граница d_2^{oc} залегает примерно в середине верхнего структурного этажа осадочной толщ на склоне вала и в северной части котловины. Южнее она пропадает. В области погруженной части материкового склона на глубине около 3—4 км ниже дна показана граница d_2^{oc} . Природа этой границы не вполне ясна. Возможно, что от этой границы зарегистрированы обменные волны, тогда граничная скорость продольных волн должна быть около 5 км/сек, а граница — соответствовать другому стратиграфическому горизонту, вероятнее всего, границе d_1^k .

В кристаллической коре присутствуют границы раздела с $V_r = 5,4—7,1$ км/сек. По имеющимся материалам построена только граница d_3^k на небольшом участке центральной части котловины, где она залегает на глубине 11 км. По всей видимости, это граница Конрада.

Граница Мохоровичича в северной части глубоководной котловины залегает на глубине 23—25 км с наклоном в сторону Центрального Средиземноморского вала.

Для многих акваторий внутренних морей средняя скорость до границы Мохоровичича колеблется в пределах 4,5—5,0 км/сек. На разрезе в изолиниях средних скоростей (рис. 4, а), построенном относительно поверхности моря, подошва земной коры будет соответствовать изолинии

$\bar{V}=4,0-4,5$ (для продольных волн — жирные линии) и $3,0-3,5$ км/сек (для обменных волн — тонкие линии). Эти изолинии в общих чертах определяют глубину и морфологию границы Мохоровичича. Однако необходимо при этом помнить, что средняя скорость до подошвы земной коры может изменяться вдоль профиля. Учитывая характер поведения вышеуказанных изолиний средней скорости, мы видим, что минимальные мощности земной коры (около 22 км) приурочены к южной части глубоководной котловины моря Леванта. По направлению к Центральному Средиземноморскому валу граница Мохоровичича погружается до глубины 28—30 км. Тенденция к погружению кровли мантии видна и в направлении к африканскому берегу.

На северной половине профиля, у подножия южного склона вала изолинии средних скоростей отображают широкий прогиб на глубинах свыше 10 км. Наибольшая глубина погружения (судя по изолиниям $\bar{V}=3,5$ и $4,0$ км/сек) достигает 2—5 км. С уменьшением глубины слои выполаживаются и в верхней части разреза залегают почти горизонтально.

Зона глубинного разлома, проходящая вдоль южной части глубоководной котловины, хорошо отбивается по данным аномального магнитного поля в виде четкой ступени размахом 70—80 гамм.

Попытаемся установить примерный возраст слоев осадочной толщи.

Три скважины, пробуренные с судна «Гломар Челленджер» западнее профиля, вскрыли на Центральном Средиземноморском валу на глубине 112 м отложения нижнего миоцена, а в Левантийской котловине на глубине 272 и 563 м не вышли из четвертичных отложений. Результаты бурения означают, что толща рыхлых осадков представлена в этом районе в основном отложениями четвертичного возраста.

На профиле 18 (Москаленко, 1966; Москаленко и др., 1969), расположенном юго-западнее рассматриваемого профиля в глубоководной котловине, зарегистрированы волны с $V_k=4,7$ и $6,1$ км/сек. Соответствующие им границы залегают на глубине примерно 0,6 и 2,5 км. Методом отраженных волн там же в осадочной толще было выявлено несколько структурных этажей, различающихся характером слоистости и степенью дислоцированности. Преломляющей границе с $V_k=4,7$ км/сек соответствует кровля слоя слабодислоцированных отложений, граница с $V_k=6,1$ км/сек является кровлей толщи с крутопадающими слоями. Анализ геологического строения северного побережья Африки (Тектоника Европы, 1964) позволил предположительно отнести границу с $V_k=6,1$ км/сек к кровле фундамента Африканской платформы, а границу с $V_k=4,7$ км/сек — к кровле известняков нижнего турона. Таким образом, мощность верхнемеловых, палеоген-четвертичных отложений на профиле 18 составляет всего 0,6 км, что явно не согласуется с результатами бурения. В скважине, расположенной, правда, на большом расстоянии (около 100 км к северо-востоку от профиля 18) мощность четвертичных отложений более 560 м. Эта скважина пробурена севернее линии глубинного разлома, обнаруженного на профиле ГСЗ. К югу от глубинного разлома, к сожалению, отсутствуют данные о характере слоистости и дислоцированности осадочной толщи и о разделении ее на структурные этажи. Однако различие в строении земной коры к северу от разлома и на профиле 18 очевидное. Если на профиле 18 сильно дислоцирован лишь фундамент, то на рассматриваемом профиле ГСЗ к северу от разлома дислоцирован уже второй структурный этаж осадочной толщи с $V_r=4,0-4,5$ км/сек. Кроме того, граница d_1^* , соответствующая подошве осадочной толщи к северу от разлома, характеризуется значительно более низкими значениями граничной скорости (4,4 км/сек), чем кровля фундамента на профиле 18 (6,1 км/сек).

Таким образом, севернее глубинного разлома дислоцированы менее плотные, видимо, еще не до конца литифицированные (низкие скорости

сейсмических волн) осадочные отложения, т. е. дислоцированы значительно более молодые образования, чем породы на профиле 18.

В миоцен-голоценовую эпоху в Средиземноморском бассейне происходили крупные тектонические движения, в результате которых определился современный облик моря (Чумаков, 1971). Амплитуда вертикального смещения, например, мессинской свиты достигала 3,0 км и более. Различие в строении осадочной толщи по обе стороны разлома свидетельствует о том, что северный блок был более подвижный и значительно переработан этими тектоническими движениями; в то время как южный блок был в целом более монолитным, устойчивым и лишь опустился на большую глубину. Складывается впечатление, что глубинный разлом разделяет опущенный блок Африканской платформы от геологических структур, тектонически переработанных в более позднее время.

ВЫВОДЫ

1. Граница Мохоровичича залегает на глубине примерно 21—22 км в южной части котловины и погружается в северном и южном направлениях.

2. Вдоль южной части глубоководной котловины, вблизи подножия материкового склона проходит глубинный разлом. Южное крыло разлома опущено по отношению к северному (по границе d_{300}) на 3—4 км.

3. Возраст дислоцированных отложений, судя по большому различию граничных скоростей, существенно отличается по обе стороны глубинного разлома: к югу от него располагается опущенный блок Африканской платформы, к северу — структуры предположительно герцинского возраста, осложненные альпийскими и более молодыми тектоническими движениями.

4. Мощность осадочной толщи в районе вала и северной части котловины равна 8—10 км и уменьшается по направлению к глубинному разлому. Наибольшие мощности рыхлых осадков (1,0—1,5 км) приурочены к подножию Африканского материкового склона и южной части котловины. На южном склоне вала мощность их уменьшается до первых сотен метров. В области перехода от вала к котловине располагается ряд постепенно затухающих, полностью заполненных осадками пологих депрессий шириной 25—35 км и глубиной до 3,5—4,0 км. Отражающие границы с приближением к поверхности дна выполаживаются и в приповерхностном слое залегают почти горизонтально.

Литература

- Белокуров В. С. К вопросу определения средних скоростей в земной коре при работах ГСЗ на море.— В сб.: Материалы IV научн.-техн. конф. молодых геофизиков Украины. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Москаленко В. Н. Новые данные о строении осадочной толщи и фундамента в море Леванта.— Океанология, 1966, т. VI, вып. 6.
- Москаленко В. Н., Мирлин Е. Г., Милашин А. П., Милашина А. П. Геофизические исследования 9-й средиземноморской экспедиции на судне «Академик С. Вавилов».— Океанология, 1969, т. IX, вып. 3.
- Чумаков И. С. Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным.— Сов. геология, 1971, № 10.
- Тектоника Европы. М., «Наука», 1964.
- Gaskell T. F. & Swallow T. C. Seismic refraction experiments in Indian ocean and in the Mediterranean Sea.— Nature, 1953, v. 172, No. 4377.
- Howlin Wong and Zarudzki E. Thickness of unconsolidated Sediments in the Eastern Mediterranean Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 70, No. 12.

Институт океанологии
Южное отделение, Геленджик

Статья поступила
24 января 1971 г.

УДК 551.242.31(517)

В. И. ТИХОНОВ

**СТРОЕНИЕ ПОГРАНИЧНОЙ ЗОНЫ ГЕРЦИНСКОЙ
И КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ НА
ЗАПАДЕ МОНГОЛИИ**

Рассматривается северная граница герцинид юга Монголии, проходящая по системе крупных разломов. Анализируя один из них — Булганский, автор устанавливает его надвиговую природу. По этому надвигу происходит надвижение масс пород с севера на юг. На этом основании высказывается предположение о надвиговом характере указанной границы герцинид Монголии.

Как известно, на юге Монголии располагается обширный эвгеосинклинальный пояс герцинид. С севера он ограничивается каледонидами центральной Монголии, а с юга, уже на территории Китая, позднепалеозойской — раннемезозойской складчатой геосинклинальной системой (Дергунов и др., 1971). Этот пояс герцинид имеет субширотное простирание, несколько дугообразно выгнутое к югу. Имея ширину на территории Монголии до 300—400 км, он прослеживается далеко за ее пределы. На восток он доходит до Тихоокеанского пояса, а на запад, через территорию КНР, прослеживается на территорию СССР.

Граница герцинид юга Монголии с каледонидами северного обрамления проходит по системе следующих крупных разломов (с запада на восток): Булганскому, проходящему вдоль южных склонов Монгольского Алтая, Заалтайскому, располагающемуся в южном подножье Гобийского Алтая, который еще дальше на восток сопрягается с Сайхандуленским. Фактически все они представляют единую зону разломов, ограничивающих с севера герциниды юга Монголии. Эта структурная граница отмечалась и прежде (Васильев и др., 1959; Амантов, Борзаковский и др., 1968; Амантов, Матросов, 1961; Борзовский, Зоненшайн, 1967; Волхонин, Степанов, 1969; Дергунов и др., 1971, и др.). Большинство из указанных исследователей подчеркивало разломный характер этой границы. Однако ни ее морфология, ни характер и направленность движения по разломам не были вскрыты. Ниже, на примере Булганского разлома, выясняются некоторые важные особенности морфологии этой зоны и динамики ее движения.

Автору довелось в течение двух сезонов работать в пределах южных склонов Монгольского Алтая и северной части Барун-Хурайской впадины, на стыке которых проходит Булганский шов. Ниже излагаются результаты проведенных исследований.

Булганский шов или разлом располагается в основании южного склона Монгольского Алтая. Разлом имеет субширотное простирание. Основной шов проходит примерно в 2 км севернее сомона Булган, а восточнее пересекает долину р. Уйэнчи, близ сомона того же названия. Далее, отклоняясь на юг, разлом пересекает долины рек Бодончин-гол и Ангирту-гол около их выхода из гор на равнину. Практически Булганская зона разломов — граница между структурами Монгольского Алтая и Барун-Хурайской впадины, а также и орографическая граница.

К северу от Булганского разлома, в пределах Монгольского Алтая распространены песчано-сланцевые образования горноалтайской серии верхнего кембрия (?) и песчано-сланцевые отложения силура — девона. В подчиненном значении среди силурийско-девонских отложений наблюдаются вулканические породы (порфириды) и горизонты известняков. Породы этих комплексов смяты в систему крупных, сильно сжатых, иногда раздавленных складок с крутыми, вертикальными падениями крыльев. Оси структур имеют, как правило, северо-западное простирание.

Южнее Булганского шва, в северной части Барун-Хурайской впадины, распространены эффузивные и эффузивно-осадочные отложения среднего — верхнего девона и песчано-сланцевые — карбона. Низы разреза среднего — верхнего девона представлены свитой темно-зеленых, темно-серых пироксеновых порфиритов и их туфов. В подчиненном значении в ней содержатся пачки кварцевых порфиров и горизонты сургучно-красных яшм. Выше располагается свита темных плагиоклазовых порфиритов, туфов, туфосланцев и туфобрекчий с горизонтами пироксеновых порфиритов и кремнистых пород. Разрез девонских образований венчается свитой туфогенных песчаников, алевролитов и сланцев с прослоями известняков. На них с резким угловым несогласием залегают отложения нижнего карбона, которые в данном районе представлены двумя свитами. Нижняя свита слагается серыми и зеленовато-серыми окремненными туффитами и кремнистыми сланцами. Верхняя свита песчано-сланцевая. Для нее характерно чередование пачек разнозернистых тонко- и толстослоистых песчаников с более мощными пачками алевролитов и сланцев. Свита содержит фауну и флору нижнего карбона.

Породы девона и карбона собраны в систему узких, сильно пережатых складок, часто изоклинальных с интенсивной гофрировкой и плейчатостью в породах осадочной части разреза. Оси структур, как правило, имеют субширотные простирания (рис. 1).

Булганский разлом имеет сложное строение. Основной шов сопровождается многочисленными сателлитами, грубо параллельными ему, и рядом оперяющих нарушений, отходящих от него под острыми углами. В плане основной шов имеет извилистые очертания. Оперяющие нарушения создают еще одну систему разломов северо-восточного простирания. Эти нарушения располагаются как с фронтальной (южной), так и с тыльной (северной) стороны Булганского разлома. Оперяющие разломы с фронтальной стороны Булганского шва, имеющие юго-западное простирание, удаляясь от основного нарушения, постепенно приобретают широтное простирание, которое далее на запад сменяется северо-западным. Эти нарушения выкалывают из отложений Барун-Хурайской впадины как бы систему линз или чешуй (рис. 2).

Собственно зона Булганского разлома имеет большую ширину, достигая нескольких километров. В ее пределах породы подвергались сильным вторичным изменениям, частично превращены в метаморфические сланцы (кварцево-амфиболовые, гранатовые и др.), пронизаны жилами пегматитов, кварца и пластовыми телами гранитоидов и габброидов. В тыловой части, т. е. к северу от зоны разлома, располагается мощный, шириной в 7—10 км, пояс слюдяных и амфиболовых сланцев с гранатом и пегматитов. Все осадочные и вулканогенные образования этого пояса затронуты наложенным метаморфизмом. Указанный пояс линейно вытянут и сопровождается Булганским разломом на всем его протяжении. Нет сомнения, что метаморфизм пород пояса генетически связан с Булганским разломом.

К северу от Булганского нарушения располагается система крупных разрезов северо-западного простирания. Эти нарушения, как правило, крутопадающие и тесно взаимосвязаны с простиранием складчатых структур. Булганское же нарушение совершенно не считается с ориен-

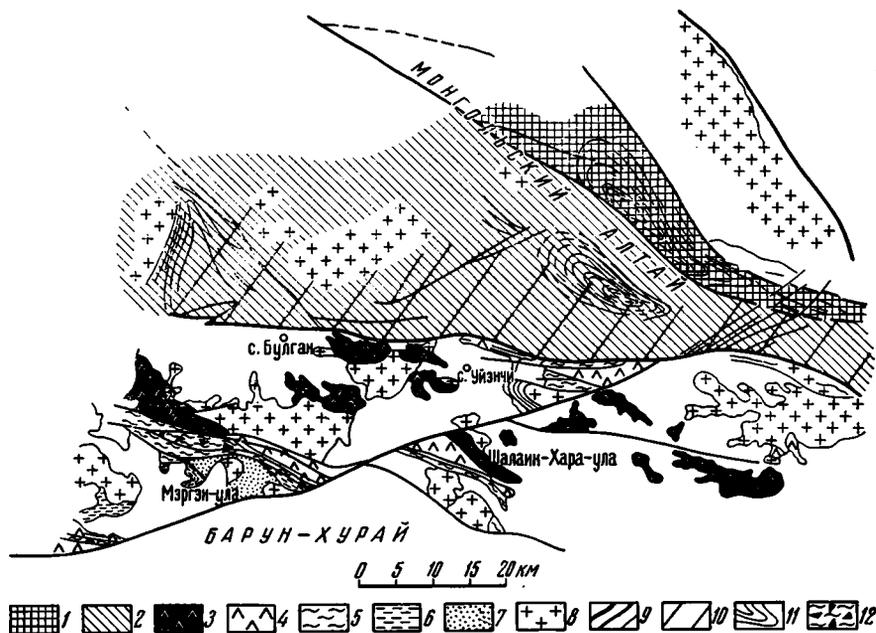


Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части Монгольского Алтая и северной части Барун-Хурайской впадины.

1 — песчано-сланцевые отложения горноалтайской серии (Ст₃?); 2 — песчано-сланцевые отложения силура — девона (S — D); 3—5 — отложения среднего — верхнего девона (D₂₋₃); 3 — свита пироксеновых порфиров, 4 — свита плагиоклазовых порфиров, 5 — свита сланцев и песчаников; 6—7 — отложения нижнего карбона: 6 — свита кремнистых сланцев, 7 — свита сланцев и песчаников; 8 — палеозойские гранитоиды; 9 — разломы; 10 — зона метаморфизма; 11 — структурные линии; 12 — тектонические брекчии

тировкой складок Монгольского Алтая и сечет их. В то же время с фронтальной стороны в пределах Барун-Хурайской впадины структуры простираются почти согласно с простиранием Булганского шва. Кроме того, близ зоны разлома существует система мелких приразломных складок, имеющих, как правило, согласное с разломом простирание.

Основной шов в плане имеет извилистую, волнообразную конфигурацию и, как указывалось выше, отделяет высокие хребты Монгольского Алтая от Барун-Хурайской впадины. Складчатые структуры, примыкающие к Булганскому разлому как с севера, так и с юга, обычно узкие, сильно пережатые, часто изоклинные, что свидетельствует о весьма значительных горизонтальных напряжениях.

Все приведенные факты приводят к выводу, что здесь проходит зона крупного надвига со смещениями в южном направлении. Изучение опирающихся швов, их пространственного положения и характера движения по ним дает дополнительные данные, подтверждающие вывод о надвиговой природе Булганского нарушения. Ниже рассматриваются главные из систем опирающихся нарушений.

Как указывалось выше, основной шов Булганского нарушения прослеживается вдоль южного подножья хр. Монгольский Алтай. В тыловой части его, западнее долины р. Ангирту-гол, располагается система разломов северо-восточного простирания. По этим нарушениям зафиксированы горизонтальные левосторонние перемещения до 3 км. Непосредственно к югу от них под углом 30° от Булганского разлома ответвляется крупное Барун-Хурайское нарушение юго-западного простирания. Оно

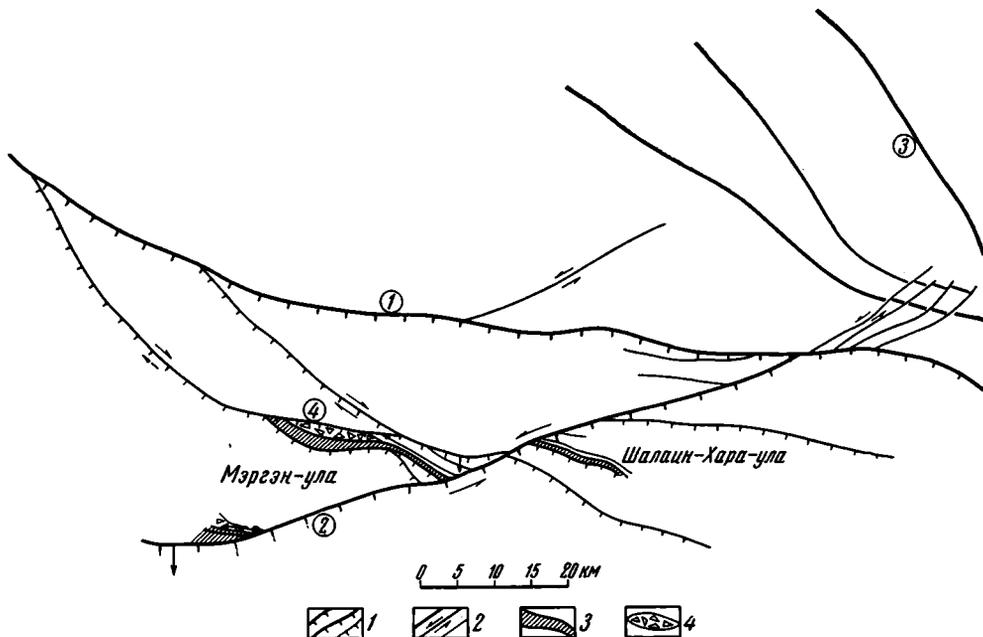


Рис. 2. Схема разломов южной части Монгольского Алтая и северной части Барун-Хурайской впадины.

1 — надвиги; 2 — разломы крутопадающие (сбросы, сдвиги); 3 — милониты; 4 — тектонические брекчии. Разломы — цифры в кружках на схеме: 1 — Булганский, 2 — Барун-Хурайский, 3 — Делюнский, 4 — Мэргэнкульская система

прослеживается вдоль северо-западного подножья хребта Шалаин-Хара-ула и южных подножий хр. Мэргэн-ула и Нарин-Хара-нуру. По этому разрыву также отмечается левостороннее перемещение. Проанализируем фактический материал. Горный массив Шалаин-Хара-ула располагается в 10—15 км южнее сомона Уйэнчи. Вдоль северо-западного подножья его проходит указанный выше разлом. Сам горный массив сложен главным образом породами девона, имеющими субширотное простираение. С севера на юг к разлому примыкают следующие комплексы пород: розовые граниты, прорывающие диабазовые порфириды, породы свиты плагиоклазовых порфиритов, в верхах которой отмечаются пачки кремнистых сланцев, и, наконец, на юге четко фиксируется полоса песчано-сланцевых отложений. Границы между выделенными комплексами пород четкие и проходят по разрывным нарушениям.

Далее на юго-запад, вплоть до хр. Мэргэн-ула, палеозойские отложения скрыты под рыхлыми плейстоценовыми образованиями бассейна р. Уйэнчи-гол. Барун-Хурайский разлом, пересекая эти отложения, протягивается далее вдоль юго-восточного подножья хр. Мэргэн-ула. Здесь к разлому примыкают в основном те же комплексы пород, что и в горном массиве Шалаин-Хара-ула и с теми же субширотными простираениями. С севера на юг наблюдаются: розовые граниты, свита порфиритов с кремнистыми сланцами сверху, песчано-сланцевая толща девона, а также кремнистые и песчано-сланцевые отложения карбона. Границы между указанными комплексами четкие тектонические. Сравнивая толщи пород девона, подходящие к разлому в хр. Шалаин-Хара-ула и Мэргэн-ула, замечаем, что они хорошо сопоставляются как по последовательности выходов различных толщ, так и по ширине полос этих выходов в плане, а также по внутреннему их строению (рис. 1). Из этих фактов следует естественный вывод, что палеозойские отложения в районе указанных хребтов смещены относительно друг друга по разлому

на расстояние в 15 км. Смещение рыхлых, аллювиальных и делювиальных образований среднего — верхнего плейстоцена по тому же нарушению достигает 300—400 м. Барун-Хурайский разлом на участке между хр. Шалани-Хара-ула пересекает долину р. Уйэнчи, выполненную аллювиальными отложениями. С гор Мэргэн-ула спускаются шлейфы делювиальных, подмытые рекой. Эти образования, относящиеся по данным Е. В. Девяткина (1967, 1971) к среднему — верхнему плейстоцену, пересекаются разломом (рис. 3). Это нарушение прослеживается далее на запад на территорию Китая. В районе хр. Нарин-Хара-нура, оно уже имеет широтное простирание, которое далее на запад сменяется северо-западным и причленяется к Булганскому шву. Таким образом, между Булганским и Барун-Хурайским разрывами обособляется блок палеозойских пород в виде линз или чешуи. В районе хр. Мэргэн-ула располагается система

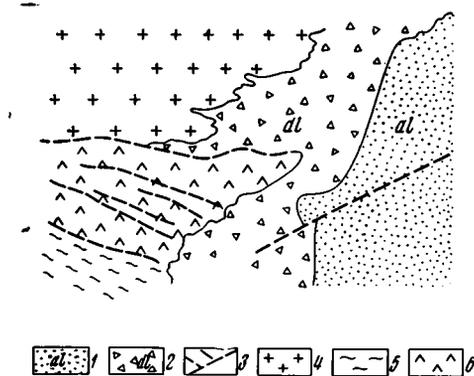


Рис. 3. Смещение четвертичных отложений по Барун-Хурайскому разлому.

1 — аллювиальные отложения; 2 — делювиальные отложения; 3 — разломы; 4 — границы; 5 — сланцы и песчаники; 6 — порфириты

достигают в длину 500—600 м, реже до 1—2 км. Изложенные факты можно проинтерпретировать следующим образом.

Если представить крупный надвиг, перед фронтом которого под его давлением двигается чешуя пород, вырезанная сателлитами основного нарушения, то характер движения в различных частях этой чешуи должен быть следующим. В лобовой части чешуи будут преобладать горизонтальные надвиговые перемещения по направлению движения, а на флангах произойдут горизонтальные разрывные перемещения типа отрыва, причем на левом фланге возникнут левосторонние сдвиги, а на правом — правосторонние. Падение плоскости сбрасывания в лобовой части чешуи будет наиболее пологим, а в краевых частях флангов — наиболее крутым. Причем в лобовой части сосредоточатся наиболее мощные толщи милонитов и брекчий. В краевых участках разломов флангов образуются зоны дробления.

Рассматривая систему разломов передового фаса Монгольского Алтая и Барун-Хурайской впадины, можно убедиться, что здесь наблюдается картина, подобная вышеописанной. Рассмотрим чешую, образованную Мэргэнкульской системой нарушений и сопряженной с ней восточной частью Барун-Хурайского разлома и Булганским швом. Барун-Хурайский и Мэргэнкульский разломы обособляют чешую горных пород перед фронтом Булганского нарушения. По Барун-Хурайскому нарушению зафиксированы левосторонние сдвиги, по Мэргэнкульским разломам отмечаются правосторонние перемещения. В лобовой части располагаются мощные зоны брекчий и милонитов (рис. 2). Таким образом,

разрывов северо-западного простирания, которая на юго-востоке сочленяется с Барун-Хурайским разломом. По этим нарушениям отмечаются правосторонние сдвиги. Разломы Мэргэнкульской системы и северо-восточная часть Барун-Хурайского разлома, сочленяясь между собой, образуют как бы дополнительную чешую, подобную вышеупомянутой. В лобовой части этой чешуи в районе хр. Мэргэн-ула наблюдаются мощные зоны милонитов и брекчий до 2—3 км шириной (рис. 2). В обломках и глыбах брекчий находятся породы всех свит, развитых в этой части Барун-Хурайской впадины. Размер обломков и глыб колеблется в широких пределах. Наиболее крупные из них

можно считать чешую, образованную указанными нарушениями, надвиговой пластиной, направление перемещения которой происходило с севера на юг. По-видимому, более крупная чешуя, образованная собственно Барун-Хурайским разломом, также является надвиговой пластиной, что подтверждается характером движения по Барун-Хурайскому разлому в восточной части этой чешуи, а также зонами брекчий хр. Нарин-Харануру. Западная часть чешуи находится на территории Китая.

Все изложенное выше, как нам кажется, свидетельствует, что Булганский разлом представляет собой крупный надвиг, движения по которому происходили с севера на юг. Горизонтальные перемещения фронтальной пластины, достигающие по Барун-Хурайскому разлому 15 км, дают возможность предполагать, что по основному Булганскому надвику эти перемещения были еще значительней и достигали, видимо, нескольких десятков километров. Указанные амплитуды перемещения подсчитаны по породам палеозоя, наиболее молодые из которых каменноугольные. Вероятно, основные движения по надвигам произошли где-то в конце палеозоя или в раннем мезозое. Эти движения наблюдаются и в настоящее время. Так, западнее гор Мэргэн-ула по Барун-Хурайскому разлому устанавливается левостороннее смещение на 300—400 м аллювиальных и делювиальных образований среднего — верхнего плейстоцена. Такие же смещения отмечаются и по разломам, пересекающим долину нижнего течения р. Бодончин-гол.

Характеристика надвиговой структуры не будет полной без определения угла наклона плоскости надвига. В данном случае плоскости сбрасывателя надвиговых структур замерить сложно. В зонах нарушений породы, как правило, интенсивно передроблены на большую ширину выхода. В них обычно встречается большое количество плоскостей разрывов с хорошими зеркалами скольжения, однако нет никакой уверенности, что они отвечают направлению падения основного нарушения. Обычно эти частные плоскости в одном и том же пересечении зоны разлома имеют различные углы падения и различную ориентировку. Не наблюдается также «окон», в которых были бы видны перекрытые комплексы пород. И все же наклон плоскости сбрасывателя Булганского и Барун-Хурайского надвигов можно примерно установить по соотношению вертикальной и горизонтальной составляющих амплитуд перемещения по разрывам, произошедшим за средний — верхний плейстоцен.

В пределах южных склонов Монгольского Алтая, севернее Булганского нарушения, по данным Е. В. Девяткина (устное сообщение), в долинах рек развиты террасы верхнего неогена, нижнего плейстоцена и средне-верхнего плейстоцена. Близ Булганского разлома терраса среднего — верхнего плейстоцена имеет высоту 40 м, постепенно повышаясь вверх по долинам до 60—80 м, что отвечает вертикальной составляющей перемещения по надвику за это время.

Как указывалось, горизонтальное перемещение тех же отложений среднего — верхнего плейстоцена по Барун-Хурайскому шву составляет 300—400 м, а по палеозойским — 15 км. На северо-восточном продолжении этого нарушения, севернее Булганского надвига, располагается пучок разрывов (рис. 1, 2). По этим нарушениям отмечаются левосторонние сдвиги с амплитудой перемещения палеозойских образований от 1 до 3 км. Суммарное перемещение по ним составляет 7—8 км. Следовательно, суммарное горизонтальное смещение отложений среднего — верхнего плейстоцена составит здесь соответственно 150—200 м. Таким образом, имея горизонтальную и вертикальную составляющие перемещений за средний — верхний плейстоцен, в краевой части надвига можно графически вычислить угол наклона плоскости сбрасывателя. В данном случае он составляет 15—20°. Подобные же подсчеты, произведенные по амплитуде расчленения рельефа за весь четвертичный период, дают несколько больший угол, равный примерно 20—25°. Восточнее Барун-

Хурайской впадины в пределах восточного борта Алакнурской котловины, в предгорьях Аджиг-Богдо-ула, Е. В. Девяткиным наблюдался надвиг гранитов на красноцветные глины олигоцена в южном направлении под углом 15—20°. Таким образом, и в данном случае, где надвиг наблюдался непосредственно в обнажении, мы имеем те же углы наклона плоскости сбрасывателя. Естественно предположить, что движения в четвертичный период происходили унаследованно по плоскостям разломов, сформированным еще в конце палеозоя и раннем мезозое.

Изложенное выше свидетельствует, что на западе Монголии северная граница герцинид проходит по крупному Булганскому надвику, плоскость смесителя которого падает на север, а движение масс горных пород происходило с севера на юг. Перед фронтом надвига в пределах Барун-Хурайской впадины располагается серия надвиговых чешуй, движения которых также имели южное направление. Падение плоскостей надвиговых чешуй также северное, но несколько более пологое. Перед фронтом основного надвига, в бассейне р. Ангирту-гол наблюдалась горизонтальная пластина, сложенная слюдянными сланцами и амфиболитами, характерными для тыловой части Булганского шва.

Как указывалось выше, на восток Булганский надвиг надстраивается Заалтайским и Сайхандуленским разломами, фактически являющимися его продолжением. Таким образом, с достаточным основанием можно полагать, что вся северная граница герцинид юга Монголии имеет надвиговой характер. В западном направлении зона Булганского разлома, проходя вдоль южных подножий Алтая, пересекает территорию Китая и, постепенно приобретая северо-западное простирание, уходит в пределы Советского Союза, где сочленяется с Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия. В свое время Т. В. Кировой (1956) и В. П. Нехорошевым (1959) в Иртышской зоне отмечались надвиги пород девона на рыхлые неоген-четвертичные образования. Учитывая все изложенное, можно предположить, что и эти зоны имеют надвиговую природу.

Литература

- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых системах.— В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Л., Госгеолитиздат, 1961.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б. Основные черты тектоники Монголии.— В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968.
- Бондаренко П. М., Девяткин Е. В., Лискун И. Г. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны Горного Алтая.— Матер. Всес. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Том II. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П. К тектонике монгольских герцинид.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1967, № 2.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гос. научн. тех. изд-во, 1959.
- Волхонин В. С., Степанов П. П. 1969. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геол., 1969, № 5.
- Девяткин Е. В. Мезо-кайнозойская тектоника Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., Моск. о-ва испыт. природы, 1967, № 3.
- Девяткин Е. В. Деформация поверхности выравнивания Зап. Монголии за новейший этап тектонического развития.— В сб.: Поверхности выравнивания, вып. 2, 3. Иркутск, 1970.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В сб.: Проблемы теоретич. и регион. тектоники. М., «Наука», 1971.
- Кирова Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, вып. 8, 1956.
- Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая.— Матер. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., 1959, вып. 2.

УДК 552.321.6(574.4)

И. А. РОТАРАШ, Е. А. ГРЕДЮШКО

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРОЕНИЕ СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Рассмотрено структурное положение и механизм образования гипербазитов на примере Чарско-Горностаевского пояса. Доказано, что гипербазиты этого пояса представляют собой типичный серпентинитовый меланж, включающий глыбы различных по возрасту вулканогенных и осадочных образований среднего палеозоя. Серпентиниты в этой области протрудируют в холодном состоянии, начиная с середины девона и до нижнего карбона включительно. Так называемый Чарский антиклинорий представляет собой по существу зону меланжа.

В пределах Зайсанской складчатой области гипербазиты развиты только в ее центральной области — Западно-Калбинской эвгеосинклинальной зоне, где образуют два параллельных пояса: Чарско-Горностаевский и Боко-Кокпектинский (рис. 1). Северный из них, Чарско-Горностаевский, представленный разобщенными массивами, прослеживается почти на 400 км (при ширине 8—10 км) в северо-западном направлении от с. Курчум на юго-востоке через верхнее и среднее течение р. Чар до правобережья р. Иртыша (западнее Семипалатинска). Далее на север под рыхлыми отложениями Кулундинской впадины геофизическими методами установлено продолжение этого пояса. Южный пояс, известный под названием Боко-Кокпектинский, представлен узкими линзовидными телами, имеет меньшую протяженность и приурочен к одноименному разлому.

Выходы ультраосновных пород в Западно-Калбинской эвгеосинклинальной зоне известны давно: их петрография, стратиграфическое и тектоническое положение описаны в работах Н. А. Елисеева (1936), Г. И. Сократова (1937), М. В. Муратова и В. И. Славина (1953), В. П. Нехорошева (1958, 1966), А. Н. Севрюгина и др. (1965), Н. П. Михайлова (1958) и др. По мнению этих исследователей, гипербазиты представляют собой интрузивные образования, время внедрения которых определялось в зависимости от возраста вмещающих и перекрывающих их пород.

Взаимоотношения вулканогенно-кремнистых толщ девона и карбона с ультраосновными породами разными исследователями интерпретировались по-разному, что в итоге привело к различной трактовке возраста и тектонического положения последних. Так, например, Н. А. Елисеев (1936) считал: «...возраст интрузий ультраосновных пород или позднекаледонский, или раннегерцинский». По его мнению, некоторые массивы ультраосновных пород «находятся в аллохтонном залегании». Г. И. Сократов (1937) связывал становление интрузий гипербазитов с бретонской фазой складчатости. Позднее при среднемасштабных съемочных работах им же был выделен верхнепалеозойский комплекс ультраосновных пород (окрестности пос. Боко). М. В. Муратов и В. И. Славин (1953) считали наиболее вероятным докаменноугольный возраст ультраосновных пород, не исключая и более молодых, нижнекаменноугольных интрузий

За последние 10—15 лет среди исследователей региона укоренилось мнение о молодом, верхневизейском возрасте всех ультраосновных интрузий (Нехорошев, 1958, 1966; Михайлов, 1958; Севрюгин и др., 1965), основанное на неверном представлении о том, что они прорывают отложения аркалыкской свиты (C_1V_{2-3}). Верхняя возрастная граница этих интрузий определялась наличием галек серпентинитов в конгломератах кокпектинской свиты (C_1V_1-n). Эти данные до настоящего времени не вызывали ни у кого сомнения и практически нигде не обсуждались. В полевой сезон 1972 г. при изучении пространственных и временных соотношений между вулканогенно-кремнистыми отложениями девона и карбона и ультраосновными породами авторами получены новые дан-

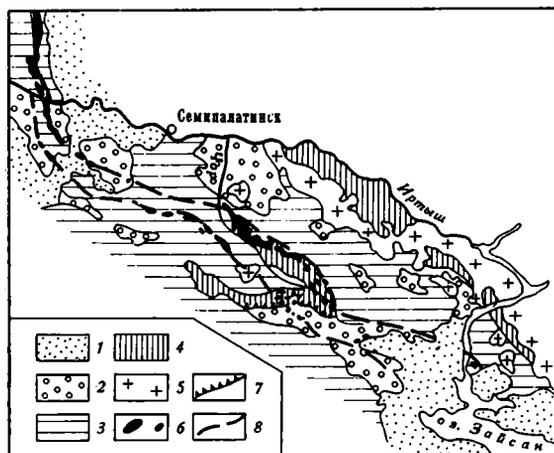


Рис. 1. Схема расположения гипербазитовых поясов в центральной части Зайсанской складчатой области.

- 1 — осадки мезокайнозоя;
- 2 — отложения верхнего палеозоя;
- 3 — нижнекаменноугольные образования;
- 4 — вулканогенно-кремнистые породы и рифовые известняки девона;
- 5 — Калба-Нарымский гранитный массив;
- 6 — гипербазиты;
- 7 — надвиги;
- 8 — региональные разломы

ные свидетельствующие о более древнем возрасте гипербазитов, чем возраст вмещающих их толщ, и их протрузивном характере.

При решении этого важного вопроса за основу нами приняты следующие принципиальные положения: 1) мы считаем, что рассматриваемые ультраосновные породы одновозрастны, как это доказано и для других регионов (Егоян, Хаин, 1953; Пинус и др., 1958); 2) стратиграфическая схема девонских отложений для Чарского антиклинория, разработанная В. В. Давиденко и др. (1963) и А. Н. Севрюгиным и др. (1965) имеет надежную палеонтологическую основу.

Прежде чем перейти к изложению нового материала, необходимо, хотя бы кратко, остановиться на общей характеристике гипербазитов района

Ультраосновные породы Западно-Калбинской зоны в результате интенсивных процессов серпентинизации и под действием более поздних тектонических движений полностью утратили первичный состав и структурные особенности. Реликты первичных магматических минералов в них, за исключением хромшпинелида и магнетита, почти не сохраняются. Только изредка можно встретить псевдоморфозы антигорита по оливину и бастита по ромбическому пироксену. Состав серпентинитов обычно определяется различным сочетанием следующих разновидностей серпентинита: антигорита, хризолита, бастита, серпофита и хризотил-асбеста. По внешнему виду и текстурным особенностям серпентиниты весьма однообразны. Эти породы имеют обломочное и брекчиевидное строение: разнообразные по форме (угловатые, неправильные, слабоокруглые) обломки более плотных разновидностей серпентинитов темно-зеленого цвета и обломки сдавленных и скрюченных прожилков волокнистого асбеста хаотически перемешаны и сцементированы перетертой, часто тонкочешуйчатой серпентинитовой массой светло-зеленовато-сиро-

го цвета. Почти повсеместно цементирующая основная масса имеет четко выраженную вторичную текстуру течения или «сланцеватость», обтекающую отдельные обломки. Содержание обломков обычно преобладает над цементирующей массой и составляет 70—80% от объема брекчированных серпентинитов. Размер обломков колеблется от первых миллиметров до 0,3—0,5 м в поперечнике. Преобладают обломки средних размеров (5—10 см). В серпентинитах часто отмечаются разнообразие по форме и размерам (до десятков метров в поперечнике) включения осадочных и магматических пород: яшм, известняков, порфиринов, песчаников, габбро, диабазов, диоритов, плагиогранитов, кварцитов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Включения инородных пород в серпентинитах распределены неравномерно, отдельными участками или хаотически разбросаны на площади развития серпентинитов, нередко образуя нагромождения экзотических глыб. В контакте с такими глыбами-включениями серпентиниты интенсивно перетерты, тонколистоваты или превращены в порошкообразную массу светло-зеленого цвета. Нередко в обломках и глыбах различных пород по трещинам вдавнена тонкоперетертая серпентинитовая масса. Подобные соотношения серпентинитов с другими породами создают ложное представление о магматическом (активном) контакте между ними.

В пос. Веро-Чар, Суук-Булак и др. нами встречены серпентиниты с шаровой текстурой, весьма похожие на так называемые серпентинитовые конгломераты Севано-Акеринской тектонической зоны (Книппер, Костянян, 1964). Шары этих пород представлены массивными, очень плотными серпентинитами травяно-зеленого до темно-зеленого цвета и имеют округлую или неправильно-овальную форму. Размер шаров колеблется от 0,1 до 1 м в диаметре. Цементирующая масса имеет чешуйчатое, плейчатое и тонколистоватое строение и представлена интенсивно перетертым серпентинитом. Поверхность шаров очень гладкая, хорошо отполирована. Каждый шар закатан в тонкоперетертую серпентинитовую рубашку толщиной до 2—3 см. Подобные серпентиниты с шаровой текстурой издали легко можно принять за подушечные лавы.

Интенсивная раздробленность, обломочное строение, шаровая текстура серпентинитов, перетертость и плейчатость цемента, появление вторичных текстур течения в нем, наличие чужеродных глыб указывают на то, что эти породы подвергались необычайно сильным процессам брекчирования и вполне отвечают понятию меланжа.

Ниже остановимся на изложении нового материала о взаимоотношениях вышеописанных серпентинитов с отложениями девона и карбона.

В 3 км северо-западнее пос. Боко давно известны крупные останцы и глыбы верхнепалеозойских пород, заключенных в серпентинитах. При изучении взаимоотношений между указанными останцами осадочных пород с серпентинитами некоторые исследователи ошибочно приняли их за ксенолиты. Это и послужило основанием для выделения самостоятельного верхнепалеозойского комплекса ультраосновных пород. Нашими наблюдениями установлено, что верхнепалеозойские отложения на этом участке представлены грубозернистыми отложениями пестроцветной свиты (C₃mt) майтюбинской серии. В конгломератах этой свиты впервые отмечена галька серпентинитов, свидетельствующая о том, что возраст гипербазитов более древний, чем осадков майтюбинской серии. Этот факт позволяет нам заключить, что блоки верхнепермских пород, принимаемые ранее за ксенолиты, были захвачены гипербазитами не в результате интрузивной деятельности последних, а вследствие протрузивного перемещения серпентинитовой массы в вышележащие толщи.

Большой интерес представляет контакт серпентинитов с франскими вулканогенно-осадочными отложениями. На южной окраине с. Перятинки в обрыве правого борта ручья Шалакбулак обнажаются интенсивно брекчированные, перемятые и перетертые серпентиниты зеленовато-се-

рого цвета, содержащие редкие обломки инородных пород. Вверх по склону они постепенно сменяются выветрелыми разностями (бирбири-тами?) буровато-желтоватого и бурого цвета. На выветрелых серпентинитах налегает пачка конгломератов мощностью до 2—2,5 м, состоящая из трех ритмично построенных слоев (рис. 2). Галька конгломератов хорошо окатана, слабо отсортирована и представлена в основном плотными разностями выветрелых серпентинитов буровато-желтого цвета, реже кремнистых пород и порфириров. Цементирующим материалом служит тонкоизмельченная дезинтегрированная масса тех же серпентинитов. В основании каждого слоя отмечены более крупные (до 20—30 см) и частые валуны и гальки, к кровле их количество и размеры уменьшаются и каждый из отмеченных слоев заканчивается маломощным (до 3—5 см) прослоем мелкозернистых песчаников темно-серого цвета, состоящих из кластического материала выветрелых серпентинитов с примесью обломков кремнистых пород и яшм.

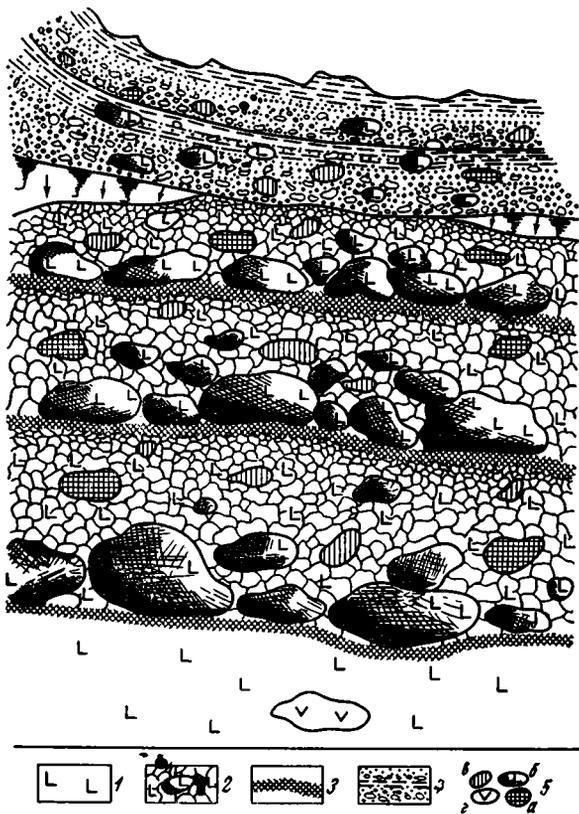


Рис. 2. Характер залегания базальных конгломератов отложений франского яруса на серпентинитах. 1 — серпентиниты плотные (выветрелые); 2 — валунные серпентинитовые конгломераты; 3 — прослой мелкозернистых серпентинитовых песчаников; 4 — пачка равномерного переслаивания разнозернистых песчаников и алевролитов; 5 — состав галек: а — перемятые серпентиниты темно-зеленого цвета; б — выветрелые серпентиниты желтовато-бурого цвета; в — кремнистые породы, яшмы; з — порфириды

прослоем мелкозернистых песчаников темно-серого цвета, состоящих из кластического материала выветрелых серпентинитов с примесью обломков кремнистых пород и яшм.

По нашему мнению, описанные серпентинитовые конгломераты образовались в результате разрушения и переотложения выветрелых серпентинитов на месте, или во всяком случае транспортировка материала была крайне незначительной. Об этом свидетельствует одинаковый состав галек и цемента.

Выше по разрезу на конгломератах согласно и очень полого (10—15°) залегает ритмичная тонкоосистая пачка осадочных пород мощностью до 3 м, представленная чередованием разнозернистых песчаников с алевролитами темно-серого и черного цвета (см. рис. 2). Мощность отдельных прослоев меняется от 3—5 до 10 см. Ритмичность слоев выражена четко: основание каждого слоя обычно сложено грубозернистыми песчаниками, гравелитами или мелкогалечными конгломератами, которые

вверх по разрезу постепенно сменяются средне- и крупнозернистыми песчаниками с переходами до алевропесчаников и алевролитов. Состав обломочного материала такой же, как в подстилающих серпентинитовых конгломератах, с той лишь разницей, что здесь присутствуют обломки других пород (порфириров, кремнистых сланцев, яшм, кварца).

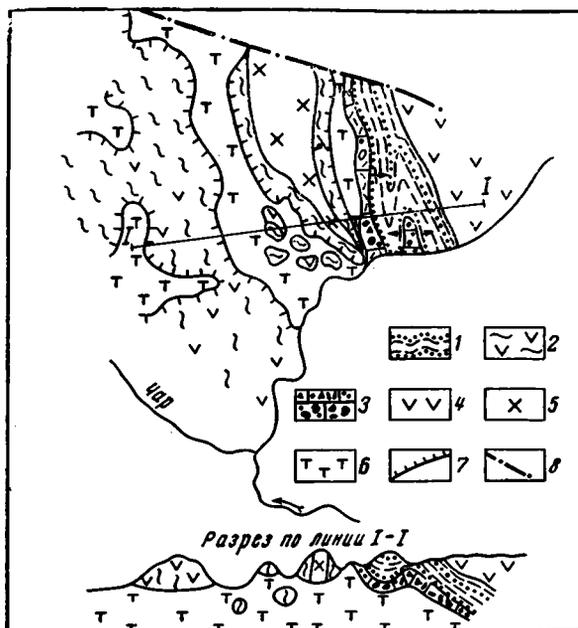
Стратиграфически выше описанной пачки осадочных пород залегает мощная толща андезитовых порфиритов.

Таким образом, вулканогенно-осадочные отложения франского яруса трансгрессивно и с базальными конгломератами в основании залегают на перемятых и брекчированных серпентинитах. Наличие галек выветрелых серпентинитов (бирбиритов) в конгломератах, очевидно, свидетельствует о древнем возрасте коры выветривания по серпентинитам.

В 2 км северо-восточнее пос. Андреевки на ровной поверхности брекчированного серпентинитового массива залегают отложения живетского яруса, представленные светло-серыми известняками, переслаивающимися с разновозрастными полимиктовыми песчаниками, гравелитами, туфами и глинистыми алевролитами. Все эти породы в большом количестве содержат мелкие обломки брекчированных и перемятых серпентинитов, которые хорошо видны макроскопически.

Рис. 3. Схема геологического строения участка Веро-Чар.

1—4 — отложения эйфельского яруса: 1 — переслаивание яшм, разнозернистых песчаников и глинисто-кремнистых алевролитов; 2 — сургучно-красные яшмы с покровами диабазовых порфиритов; 3 — базальный слой эйфельской толщи — мелкозернистые известняки, содержащие обломки серпентинитов; 4 — андезитовые порфириты; 5 — диоритовые порфириты; 6 — серпентиниты; 7 — пологие надвиги; 8 — разлом



Полимиктовые песчаники, обычно известковистые, состоят из обломков андезитовых, дацитовых порфиритов, трахитов, кремнистых сланцев и серпентинитов. Цемент карбонатно-глинистый.

На правом борту ручья Муравьевского (окрестности пос. Веро-Чар) в 1 км от его устья контакт между брекчированными серпентинитами и осадочной толщей эйфельского яруса хорошо обнажен на протяжении около 500 м (рис. 3). В основании толщи прослеживается горизонт темно-серых известняков мощностью 3—5 м, содержащий многочисленные угловатые обломки брекчированных и перемятых серпентинитов темно-зеленого цвета. Размер обломков колеблется от долей миллиметра до 15—20 см в поперечнике. Обычно преобладают обломки средних (5—7 см) размеров. В пределах этого горизонта встречаются линзовидные или неправильной формы участки темно-серых известняков, в которых обломки серпентинитов макроскопически не видны. При изучении этих известняков под микроскопом установлено, что они имеют микрослоистую текстуру и содержат многочисленные обломки серпентинитов, хромита, магнетита размером до 0,5—1 мм. Форма обломочков линзовидная или угловатая. Отчетливо видна сортировка (по размерности) обломочков серпентинитов и рудных минералов, что еще резче подчеркивает микрослоистую текстуру известняков.

На базальный горизонт известняков налегает слой переменной мощности (0,5—3 м) разнозернистых песчаников и гравелитов, переслаивающихся с алевролитами. Макроскопически в этих породах обломки серпентинитов не обнаружены. При просмотре прозрачных шлифов песчаников установлено, что они имеют полимиктовый состав и состоят из угловатых обломков глинистых пород, серицитизированного плагиоклаза, порфиринов, кварцитов и серпентинитов. Реже присутствуют обломки кварца. Цемент в песчаниках представлен смесью перетертого серпентинита и глинистого материала. Выше по разрезу полимиктовые песчаники и гравелиты сменяются толщей слоистых яшм, глинистых и кремнистых алевролитов, песчаников с линзами известняков. В 100 м выше по течению ручья Муравьевского вышеописанные известняки и песчаники с обломками серпентинитов еще раз обнажаются в ядре мелкой антиклинальной складки (рис. 3).

Приведенный материал позволяет нам заключить, что в базальный горизонт эйфельских отложений обломки серпентинитов поступали из подстилающего массива, т. е. транспортировка обломочного материала практически отсутствовала. При образовании вышележащего горизонта песчаников и гравелитов, содержащих обломки серпентинитов, транспортировка материала, по-видимому, играла уже существенную роль, о чем свидетельствуют полимиктовый состав пород и глинисто-серпентинитовый состав цемента.

Изложенный материал по изучению взаимоотношений серпентинитов с отложениями девона и карбона позволяет сделать следующие выводы.

1. В пределах Западно-Калбинской эвгеосинклинали зоны галька и обломки брекчированных серпентинитов встречены на разных стратиграфических уровнях: от эйфельского яруса до верхнего карбона, т. е. верхнюю возрастную границу гипербазитов следует ограничить нижним девонем. О взаимоотношениях серпентинитов с фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего силура и нижнего девона, которые в районе относительно широко распространены, пока известно очень мало и в настоящее время можно лишь констатировать отсутствие следов контактного воздействия на эти породы и наличие тектонических контактов между ними.

2. Изучение взаимоотношений обломков и цемента брекчированных серпентинитов показывает, что исходные для серпентинитов гипербазиты были раздроблены и перемяты, уже испытав серпентинизацию. В девонских отложениях серпентиниты попадают в виде обломков уже перемятых брекчированных пород. По нашему мнению, эти факты свидетельствуют о том, что становление гипербазитов как интрузивных образований произошло задолго до накопления девонских толщ, т. е. до заложения Западно-Калбинской эвгеосинклинали. Следовательно, магматическое становление гипербазитов следует отнести к досреднепалеозойскому периоду развития зоны. Более поздними тектоническими движениями в результате регионального сжатия серпентиниты в виде протрузий были выжаты по разломам в верхние горизонты разреза палеозойских отложений. Выжимание и дополнительное брекчирование серпентинитов на протяжении герцинской тектонической эпохи происходило, очевидно, неоднократно. По мнению авторов настоящей статьи, главное и самое крупное тектоническое перемещение серпентинитов произошло в верхнем карбоне в результате завершающей эпохи геосинклинали складчатости. С процессами тектонического перемещения крупных серпентинитовых блоков связано образование всех разновидностей брекчированных серпентинитов (в том числе пород с шаровой текстурой и нагнетание серпентинитов по трещинам в другие породы) и появление в них включений осадочных, магматических и метаморфических пород. Среди включений определенный интерес представляют метаморфические породы (эклогиты, кварциты, гранат-гастингситовые и гранатовые амфи-

болиты, глаукофановые сланцы и др.), которые по радиометрическому возрасту (477—545 млн. лет) и минералого-петрографическому составу сопоставляются с максютовым комплексом Южного Урала (Добрецов, Пономарева, 1969; Василевская, Казак, 1971). Очевидно, рассматриваемые гипербазиты вместе с метаморфическим комплексом пород представляют собой фрагменты фундамента, на котором в верхнем силуре произошло заложение Западно-Калбинской эвгеосинклинали.

3. На основании имеющихся геологических материалов можно предполагать, что выходы ультраосновных пород Черско-Горностаевского и Боко-Кокпектинского поясов представляют собой огромную тектоническую пластину очень сложного, чешуйчатого строения, а так называемый Чарский антиклинорий — зону серпентинитового меланжа. Падение пластины северо-восточное (40—50°) под Колба-Нарымский гранитный плутон. Такое представление о природе и строении рассматриваемых гипербазитовых поясов не противоречит имеющимся геофизическим материалам.

Таким образом, ультраосновные породы Западно-Калбинской эвгеосинклинали представляют собой типичные протрузии (Книппер, Костянян, 1964), время тектонического становления которых устанавливается в широком интервале: до среднего палеозоя — верхнего карбона.

Вышеизложенное имеет важное значение для поисков полезных ископаемых, связанных с гипербазитами. В связи с протрузивной природой ультраосновных пород становится очевидным, что первичное залегание хромитовых залежей было нарушено, а сами хромитовые руды брекчированы и перемещены с безрудной серпентинитовой массой. Поэтому встретить в Чарском поясе крупные залежи хромитовых руд маловероятно.

Литература

- Василевская Е. Д., Казак А. П. Глаукофановые сланцы Чарского анклинория в Восточном Казахстане.— Геол. и геофизика, 1971, № 3.
- Геология СССР, т. XII, М., «Недра», 1967.
- Давиденко В. В., Ипатов А. Я., Киселев А. К. Вопросы стратиграфии силура и девона Чарской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 5 (56).
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (к 60-летию акад. А. Л. Яншина). М., «Наука», 1971.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали.— Геол. и геофизика, 1969, № 3.
- Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры.— Докл. АН СССР, 1953, т. ХСІ, № 4.
- Елисеев Н. А. Геологический очерк Калбы.— В сб.: Большой Алтай, т. II, Изд-во АН СССР, 1936.
- Книппер А. Л., Костянян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.
- Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане.— Сов. геология, 1958, № 7.
- Муратов М. В., Славин В. И. Краткий геологический очерк Калбы, М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеотехиздат, 1958.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (к 60-летию акад. А. Л. Яншина). М., «Наука», 1971.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Северюгин Н. А., Лившиц М. Б., Синдин И. К. Геологическое строение юго-западной части Зайсанской эвгеосинклинали. Сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 3 (28), «Наука», 1965.
- Сократов Г. И. Основные черты геологического строения Южной Калбы.— В сб.: Геология и гидрогеология. Тр. ГГРУ, 1937.

УДК 551.243:552.3(571.55)

Г. В. ШУБИН, В. Д. ОГОРОДНИКОВ

**ОСНОВНЫЕ МАГМО- И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЯ**

Рассматривается время и закономерности развития субширотных зон повышенной трещиноватости, возникших в процессе развития Южно-Даурского сводового поднятия. Эти зоны совместно с меридиональными разломами образуют своеобразную структуру, оказавшую решающую роль в размещении мезозойского дайкового комплекса и связанного с ним золотого оруденения.

В работе рассматривается часть Даурской зоны, ограниченная с запада Былыра-Оленгуйской, а с востока Онон-Туринской зонами глубинных разломов, формирование которых началось еще в позднем палеозое с последующим подновлением на протяжении всей дальнейшей истории развития региона. На юге Даурская зона уходит на территорию МНР, на севере ограничивается Ингодинским прогибом. Эту область мы выделяем под именем Кыра-Дарасунского блока, имеющего протяженность в север — северо-восточном направлении порядка 300 км при ширине от 60 до 100 км (рис. 1).

Рассматриваемый блок (рис. 2) располагается в краевой части Даурского регионального минимума силы тяжести (Южно-Даурский свод), примыкающей к Агинскому гравитационному максимуму (Агинский массив). Отмеченные выше зоны глубинных разломов, ограничивающие блок, довольно отчетливо выделяются по гравитационным ступеням, локальным магнитным аномалиям (Онон-Туринская зона) и по смещению и деформации локальных магнитных аномалий (Былыра-Оленгуйская зона).

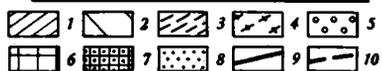
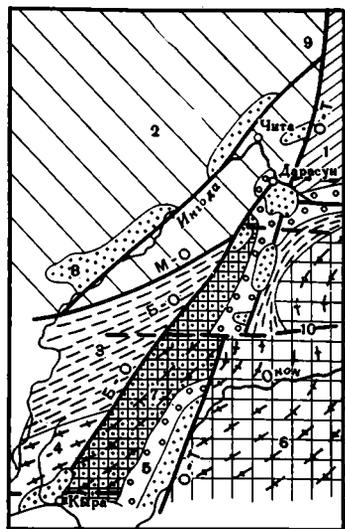
Мезозойская тектоническая активизация сыграла большую роль в оживлении север — северо-восточных Онон-Туринской и Былыра-Оленгуйской зон разломов, по которым происходило обособление и поднятие Кыра-Дарасунского блока. Одновременно происходило формирование поперечных (субширотных) тектонических зон, влиявших на размещение мезозойских интрузивных образований и связанного с ними золотого оруденения. Так, в Верхне-Ононском районе выделяются Любавинская, Хавергинская, Мордой-Хамарская и Тарбальджейская магмо- и рудоконтролирующие зоны повышенной трещиноватости, имеющие крутое южное падение (рис. 3). В пределах Тура-Илинского района выделяются Илинская, Сыпчегурская и Жимбиринская зоны повышенной трещиноватости с крутым северным падением (см. рис. 2). Кроме этих зон в пределах рассматриваемого района на основании геофизических данных можно выделить Дульдургинскую, а также Акшинскую и Курулгинскую зоны повышенной трещиноватости; первая из них имеет падение на юг, а вторая — на север.

Большинство зон повышенной трещиноватости в отмеченных районах фиксируются поясами даек широтного простирания, протягивающимися на десятки километров; сосредоточением штокообразных магматических тел, зонами окварцевания, серицитизации, турмалинизации, брекчирования и рассеянной кварцево-сульфидной минерализацией. В геофизиче-

ских полях они отображаются частыми гравитационными ступенями, линейными положительными и отрицательными магнитными аномалиями, зонами знакопеременного магнитного поля, резкими изменениями его уровня и характера, смещениями и деформациями локальных гравимагнитных аномалий. Некоторые из указанных зон были выделены при геологических исследованиях Н. Н. Биндемана (1965), А. М. Кузьмина и Г. В. Шубина (1966), Н. А. Фогельман (1968), Г. В. Шубина и др. (1970). Проведенный анализ с привлечением региональных материалов позволяет говорить о последовательном их развитии. Так, поперечные

Рис. 1. Схема расположения главнейших глубинных разломов (по Н. А. Фогельман, 1965)

1 — область протерозойской складчатости; 2 — область байкальской складчатости; 3 — область среднепалеозойской складчатости; 4 — область верхнепалеозойской складчатости; 5 — зоны развития прогибов (средний триас — верхняя юра) и эффузивного магматизма (верхняя юра); 6 — Агинское поднятие; 7 — Даурская зона; 8 — Впадины Забайкальского типа, выполненные континентальными отложениями верхней юры — нижнего мела; 9 — региональные структурные швы: МО — Монголо-Охотский; О—Т — Онон-Туринский; Б—О — Быльра-Оленгуйский; 10 — Скрытые разломы фундамента



зоны повышенной трещиноватости. Верхне-Ононского района вмещают магматические тела кыринского комплекса триасового возраста (180—250 млн. лет). Кроме того, они контролируют широко распространенные дайковые тела, родственные породам курулгинской серии и комагматичные с адезито-дацитовый формацией сохондинского комплекса среднеюрского возраста (160—178 млн. лет). Широтные разломы Тура-Илинского района отчетливо секут магматические тела кыринского комплекса. В этих разрывных структурах распространены дайковые и штокообразные тела, родственные породам верхнеюрского харалгинского комплекса (140—160 млн. лет).

Формируясь или подновляясь в мезозойское время, субширотные зоны разломов контролировали не только разновозрастные проявления магматизма, но и различные типы золотого оруденения (Шубин, 1973). Для Тура-Илинского района наиболее типичны золото-серицит-сульфидный (Илинское месторождение), золото-альбит-кварцевый (Дыбыксинское месторождение) типы золоторудной минерализации, генетически связанные с верхнеюрским диоритовым дайковым комплексом, а также эпитермальные золото-халцедоновидно-кварцевые рудопоявления (Сыпчегурское). Для Верхне-Ононского района характерен золото-кварцево-сульфидный тип минерализации, генетически связанный со среднеюрским диоритовым дайковым комплексом (Любавинское и Хавергинское месторождения).

Анализ распределения минеральных ассоциаций, их зональность (Шубин, 1970) позволяют говорить об определенной направленности в раз-

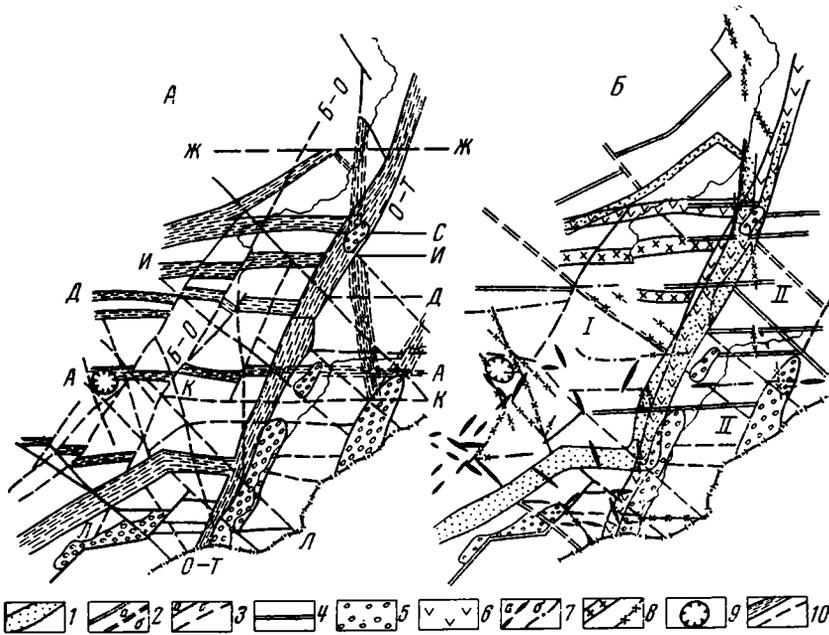


Рис. 2. Схема разрывных структур (А) восточной части Даурской зоны по геофизическим данным (Б)

I — Даурский гравитационный минимум (Южно-Даурский свод). II. Агинский гравитационный максимум (Агинский массив). 1—3 гравитационные ступени: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка контрастные (а) и слабовыраженные (б), 3 — мелкие четкие (а) и слабовыраженные (б); 4 — зоны деформации и смещения локальных гравитационных аномалий; 5 — локальные гравитационные минимумы — верхнемезозойские впадины; 6 — зоны дифференцированного знакопеременного магнитного поля; 7 — оси локальных магнитных аномалий положительных (а) и отрицательных (б); 8 — зоны и линии нарушения корреляции и смещения магнитных аномалий; 9 — кольцевая структура магнитного поля; 10 — зоны тектонических нарушений разного порядка; разломы: О—Т — Онон-Туринский; Б—О — Быльра-Оленгуйский; Л — Любавинский; К — Курулгинский; А — Акшинский (Акша-Быркинский); Д — Дульдургинский; И — Илинский (Онон-Борзинский); С — Сыпчегурский; Ж — Жымбыринский (Шахтаминский)

витии не только магмо- и рудоконтролирующих структур и интрузивного магматизма, но и металлогении Даурской зоны.

Образование месторождений рассматриваемых районов, по Г. Л. Палалке (1953), относится к периоду замыкания мезозойской подвижной

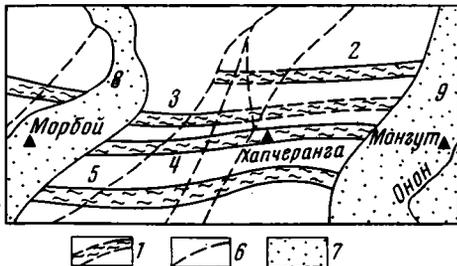


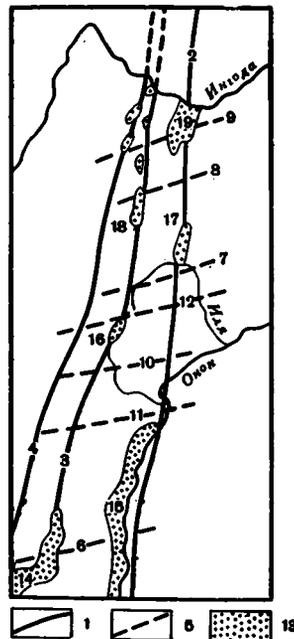
Рис. 3. Схема расположения зон повышенной трещиноватости Верхне-Ононского района (по Лешкевичу) 1 — зоны повышенной трещиноватости: 2 — Тарбальджейская, 3 — Мордой-Хамарская; 4 — Хавергинская, 5 — Любавинская; 6 — зоны сближенных сколовых трещин; 7 — верхнемезозойские впадины; 8 — Алтано-Кыринская, 9 — Ононск ая

зоны и происходило со смещением во времени от средней ее части (Верхне-Ононский район) в сторону Тура-Илинского района.

Нам представляется, что Кыра-Дарасунский блок с оконтуривающими его север — северо-восточными разломами и располагающимися меж-

Рис. 4. Схема макроступенчатой структуры восточной части Даурской зоны

1 — структурные швы, подновляющиеся в мезозое: 2 — Онон-Туринский; 3 — Бырца-Оленгуйский; 4 — Былыра-Оленгуйский; 5 — зоны повышенной трещиноватости; 6 — Любавинско-Хавергинская, контролирующая среднеюрское оруденение; 7 — Илинско-Дыбыксинская; 8 — Сыпчегурская и 9 — Жимбиринская, контролирующая верхнеюрское оруденение; 10 — Акшинская, 11 — Курулгинская и 12 — Дульдургинская. 13 — Впадины, выполненные верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями: 14 — Алтано-Кыринская; 15 — Ононская, 16 — Урейская; 17 — Бальзинская; 18 — Оленгуйская; 18 — Тьргетуй — Жимбиринская и др.



ду ними близширотными тектоническими зонами можно рассматривать в морфологическом отношении как своеобразную крупную региональную структуру «макроступенчатого» типа (рис. 4), образовавшуюся, очевидно, в результате последовательного растрескивания приподнимавшегося блока (Шубин, 1972).

Учитывая отчетливое проявление субширотных зон на мезозойском этапе в связи с развитием Южно-Даурского свода и активизацией Онон-Туринского глубинного разлома, ряд исследователей (Мастюлин, Зорин, 1963) рассматривают эти зоны как структуры оперения Онон-Туринского разлома, возникшие в мезозое. Однако анализ геолого-геофизических данных по смежным районам дает основание отнести субширотные зоны к протяженным долгоживущим структурам (Богомолов и др., 1970). В частности, Акшинская, Илинская, Жимбиринская зоны в пределах рассматриваемого Кыра-Дарасунского блока являются фрагментами соответственно Акша-Быркинской, Онон-Борзинской (Этыкинской) и Шахтаминской региональных структур подобного типа, выявленных региональными геофизическими исследованиями. В этой связи возникновение макроступенчатой структуры, очевидно, следует связывать с подновлением и активизацией отдельных фрагментов ранее существовавших субширотных структур в процессе развития Кыра-Дарасунского блока, в связи со сбросо-сдвиговыми усилиями по динамической паре: Онон-Туринский и Былыра-Оленгуйский разломы.

Однако вне зависимости от природы субширотных зон формирование макроступенчатой структуры, на наш взгляд, оказалось одним из основных факторов, определивших размещение золоторудных месторождений рассматриваемого блока.

Сходные данные получены В. Л. Фишером (1968) по Могочинскому золоторудному району. Подчеркивая важную роль субширотных структур в контроле золоторудных проявлений, он отмечал, что подобные структуры в мезозое развивались как зоны сопряжения между крупными глубинными разломами северо-восточного направления.

В этой связи выделение и изучение подобных блоков и их внутренних поперечных зон представляет определенный практический интерес с точки зрения познания закономерностей размещения месторождений.

В пределах рассматриваемого района особое внимание следует обратить на малоизученные Акшинскую и Курулгинскую субширотные зоны, а также на ряд сближенных минерализованных тектонических зон в районе Любавинского и Илинского месторождений.

Литература

- Богомолов Н. С., Барабашев Е. В., Гладков В. Г.* и др. Глубинные разломы Забайкалья (в границах Читинской области).— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1970, т. 6, вып. 1.
- Биндеман Н. Н.* Роль структурных факторов в размещении гидротермальных месторождений в южной части Даурской мобильной зоны. Тез. докл. 2-й научной конф. геол. секции Забайкальского отд. географ. о-ва СССР, 1965.
- Кузьмин А. М., Шубин Г. В.* Илинское месторождение. Изд-во Томского гос. ун-та, 1966.
- Мастюлин Л. А., Зорин Ю. А.* Использование геофизических данных при геологоструктурных построениях по Центральному и Восточному Забайкалью.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Падалка Г. Л.* О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1953.
- Фишер В. Л.* О металлогеническом значении зон повышенной трещиноватости субширотных направлений в северо-восточном Забайкалье.— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1968, т. 4, вып. 2.
- Фогельман Н. А.* Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области.— Геол. сб. Львовск. ун-та, № 19. М., «Наука», 1965.
- Фогельман Н. А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 84, 1968.
- Шубин Г. В.* Типы золоторудной минерализации Даурской зоны Центрального Забайкалья.— В сб.: Вопросы геологии месторождений золота. Изд-во Томского гос. ун-та, 1970.
- Шубин Г. В.* Влияние домезозойского фундамента на строение и рудоносность верхнего структурного этажа в пределах Даурской зоны Центрального Забайкалья.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, Чита, 1972, вып. 9.
- Шубин Г. В.* Закономерности распределения и генетические черты золотоносности восточной части Даурской зоны Центрального Забайкалья.— В сб.: Геология, Изд-во Томского гос. ун-та, 1973.
- Шубин Г. В., Чубаров С. А., Мацюшевский А. В., Волкова А. И.* Структура рудного поля и генезис руд Любавинского месторождения (Забайкалье) — В сб.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.

Томский политехнический
институт

Статья поступила
13 октября 1972 г.

УДК 551.242.22(265)

В. Ф. БЕЛЫЙ

К СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Сделана попытка выяснить тектоническую природу некоторых вулканических дуг западной части Тихого океана путем выявления их «ископаемых» аналогов среди структур завершённой складчатости северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. На основании проведенного анализа выделяются приматериковые и приокеанические вулканические дуги и системы океанических островных вулканических дуг. Ископаемыми аналогами первых двух типов на Северо-Востоке Азии являются Тайгоноская и Ирунейская дуги соответственно. Прямые аналоги третьего типа в пределах рассматриваемой территории неизвестны. Островные вулканические дуги — структуры полигенные. Они не являются разными стадиями развития единых структур.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема тектонической природы и места островных вулканических дуг в структурах Земли является одной из наиболее актуальных, разносторонне исследуемых и обсуждаемых в самых различных аспектах.

Анализ развития представлений и всех известных суждений об островных дугах, несомненно, составляет предмет самостоятельных исследований и не входит в задачу настоящей статьи. Поэтому ограничимся напоминанием лишь наиболее существенных из них.

Большинство исследователей считает островные дуги современными геосинклиналями (Архангальский, 1941; Хесс, 1952; Ван Беммелен, 1957; Муратов, 1957; Шатский, Богданов, 1957; Васильковский, 1963; Хаин, 1964, 1968; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Красный, 1966; Пушаровский, 1965; Пушаровский, Удинцев, 1970; Обуэн, 1967; Богданов, 1966, 1969; Марков, 1968, 1970; Марков, Соловьева, 1972; Пейве и др., 1971; Тектоника Евразии, 1966; Dewey, Bird, 1970; Dewey, Horsfield, 1970; Dickinson, 1971, и др.). Другие склонны рассматривать островные дуги в качестве негеосинклинальных структур (Белоусов, 1968; Белоусов, Рудич, 1960; Петрушевский, 1964, 1966).

Пожалуй, все, кроме Дж. Г. Умброве (1952), полагают, что различные модификации островных дуг представляют собой ряд генетически однотипных структур, находящихся на разных стадиях развития.

Среди сторонников концепции, связывающей развитие островных дуг с геосинклинальным процессом, существуют разнообразные суждения о природе и роли островных дуг в геосинклинальных системах. Наиболее распространенным является мнение, что островные дуги — это геоантиклинали (Хесс, 1952; Ван Беммелен, 1957; Пушаровский, 1965; Красный, 1966; Пушаровский, Удинцев, 1970; Марков, 1968, 1970; Марков и др., 1967; Тектоника Евразии, 1966), а смежные с ними глубоководные желоба, с одной стороны, и менее глубокие изометричные глубоководные впадины — с другой, являются геосинклинальными прогибами (те же, кроме Р. В. Ван Беммелена, который изометричные глубоководные впадины, расположенные с вогнутой стороны дуг, геосинклиналями не считал). М. С. Марков и его соавторы (Марков, 1968, 1970; Марков и др., 1967) рассматривают островные дуги в качестве главных зон генерации «гра-

нитного» слоя земной коры и приводят, пожалуй, наиболее веские, но, к сожалению, исключительно геофизические доказательства того, что островные дуги являются однотипными структурами, находящимися на разных стадиях развития.

Согласно представлениям Ю. М. Шейнманна (1964, 1968), островные дуги являются эвгеосинклиналями, а смежные с ними глубоководные желоба — передовыми прогибами, аналогами краевых прогибов альпийских складчатых систем. В последнее время к этому же мнению склоняются М. С. Марков и И. А. Соловьева (1972).

И. А. Богданов (1966, 1969) также рассматривает островные дуги в качестве эвгеосинклиналей, но смежные с ними глубоководные желоба выделяет в особый тип структур — талассогеосинклинали.

Близкие к этим представлениям недавно высказаны В. Р. Диккинсоном (Dickinson, 1971₁), который относит островные дуги к эвгеосинклиналям с сиалическим магматизмом, а глубоководные желоба — к меланжевым эвгеосинклиналям. Особенности строения и развития систем островная дуга — глубоководный желоб В. Р. Диккинсон объясняет, исходя из механизма «тектоники плит» (plate tectonic). Согласно этой гипотезе, островные дуги также являются зонами генерации «гранитного» слоя земной коры в результате выплавления сиалического материала из погружающихся вдоль зон Бенюффа плит океанической литосферы. Видя в островных дугах совершенно однотипные структуры, развитие которых вызвано действием одного и того же механизма, сторонники «новой глобальной тектоники», столкнувшись, очевидно, с большими трудностями при анализе строения сложнейших систем островных дуг в юго-западной части Тихого океана, выдвинули гипотезы расщепления островных дуг, скольжения их по мантии, обращения их полярности и последующего столкновения (Karig, 1971; Dickinson, 1971₂). Геологических доказательств для подобных построений явно недостаточно.

В последнее время ряд исследователей, изучавших палеозойские складчатые системы Центральной Азии (Дергунов и др., 1971; Зоненшайн, 1971), высказали мнение, что мощные накопления существенно андезитовых толщ в эвгеосинклинальных зонах явились результатом развития здесь древних островных (вулканических) дуг. Из этого последовал вывод, что островные дуги занимают вполне определенное место в геосинклинальном цикле: они возникают вслед за формированием офиолитового комплекса и отвечают зрелой стадии развития эвгеосинклинали. Главный недостаток этого заключения состоит в том, что не приводится данных об одновозрастных андезитовым толщам формациях глубоководных желобов, которые в современных структурах формируются одновременно.

Наконец, следует отметить еще один важный аспект концепции геосинклинальной природы островных вулканических дуг. Большинство исследователей считает, что во всяком случае в фанерозое островные вулканические дуги возникали и развивались более или менее однотипно, образуя сложный ряд родственных разностадийных структур. Однако японские геологи показали, что в пределах Японии островные вулканические дуги как особые тектонические элементы впервые возникли только в неогене (Геологическое развитие Японских островов, 1968, стр. 362, 405). Близкую позицию занимал и Ю. М. Пушаровский, когда писал, что «пока нет данных о том, что их точные аналоги существовали в геологическом прошлом» (Тектоника Евразии, 1966, стр. 241).

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Изучение тектонической природы островных вулканических дуг требует, по мнению автора, учета ряда аспектов как природы самих явлений и их интерпретации, так и методического характера.

1. Содержание терминов «островная» и «вулканическая» дуга имеет определенные существенные различия. Так, среди двойных островных дуг выделяются вулканические и невулканические. Вулканические дуги нередко уходят далеко за пределы их островных частей (северный и южный отрезки Курило-Камчатской дуги, восточное окончание Алеутской и др.) и, следовательно, их приуроченность к современному геоантиклинальным структурам не является строго обязательной. Более того, в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского кольца именно вулканические дуги, а не только их островные части обнаруживают тесную пространственную и, вероятно, генетическую связь с глубоководными желобами и наиболее резкими проявлениями фокальных зон. Это, несомненно, не случайное совпадение свидетельствует о том, что вулканические дуги выражают собой те крупные глубинные тектонические зоны, элементами которых являются и островные дуги. Не углубляясь дальше в проблему соотношения понятий островная и вулканическая дуга, отметим, что нас в первую очередь будет интересовать вопрос тектонической позиции именно вулканических зон (дуг).

2. Хорошо известные случаи, когда вулканические дуги накладываются на относительно древние складчатые комплексы с корой континентального типа (например, на Камчатке — на структуры миоценовой складчатости, на Аляске — на мезозоида, в северо-восточном Хонсю — на палеозоида и мезозоида, претерпевшие сильную гранитизацию), свидетельствуют о том, что вряд ли формирование «гранитного» слоя является тем ведущим глубинным процессом, непосредственным поверхностным отражением которого являются вулканические дуги.

3. Хотя в большинстве современных вулканических дуг преобладает андезитовый вулканизм, хорошо известны и примеры этих структур с существенными отличиями состава вулканических накоплений; в дугах Японской и Нансей резко повышена роль продуктов кислого вулканизма, а в таких дугах, как Идзу-Бонинская, Марианская, Ново-Британская и Тонга-Кермадек преобладают толеитовые и высокоглиноземистые базальты (Isshiki, Matsui, Ono, 1968; Эрлих, 1969; Jakeš, White, 1969; Brothers, 1970).

4. Совершенно очевидно, что по особенностям пространственного положения в западной части Тихого океана могут быть выделены по крайней мере три типа вулканических дуг. К первой из них относятся Курило-Камчатская, Японская, Нансей и большая восточная часть Алеутской дуги; они обращены выпуклостью в сторону Тихого океана, в их тыловых зонах широко, а иногда преимущественно развита кора континентального типа. Дуги второго типа — Ново-Британская и Ново-Гибридная; они обращены выпуклостью в сторону от океана, их тыловые зоны тесно связаны с областями развития коры океанического типа, а глубоководные желоба перед фронтом дуг в той или иной мере редуцированы. Наконец, к третьему типу дуг относятся системы Идзу-Бонинская, Марианская, Новой Ирландии — Соломоновых островов и Тонга-Кермадек; для них не характерна какая-либо строго определенная ориентировка относительно Тихого океана, с обеих сторон от этих дуг находятся обширные области коры океанического типа, дуги имеют довольно сложное внутреннее строение, и в их пределах известны выходы гипербазитов.

5. Чрезвычайно важна методологическая сторона проблемы. Объясняя тектоническую природу современных активных зон, исследователи оперируют прежде всего понятиями, сложившимися в результате изучения структур в областях завершенной складчатости. Это вполне естественный и логически правильный подход, однако необходимо иметь в виду, что для современных островных вулканических дуг не приводятся (или почти не приводятся) убедительные примеры прямых аналогов этих структур в «ископаемом» состоянии.

6. Основная задача настоящей статьи состоит в попытке обнаружить «ископаемые» аналоги современных вулканических дуг в составе некоторых систем области кайнозойской складчатости западной части Тихоокеанского сегмента Земли. При этом в качестве основных и равноценных по степени значимости критериев однотипности тектонических структур будут приняты: во-первых, парагенезисы слагающих их горных пород и формаций; во-вторых, парагенезисы крупных тектонических зон, смежных и разновозрастных со сравниваемыми структурами.

Типы дислокаций решающего значения не имеют, поскольку сравниваются, с одной стороны, структуры, находящиеся в «ископаемом» состоянии, а с другой — ныне развивающиеся. Наконец, попытка выявления аналогичных тектонических зон и их ассоциаций на соответственных историко-геологических стадиях развития геосинклинальных систем предполагает прежде всего принципиальное сходство глубинных геологических процессов, отражением которых на поверхности они являются. Следовательно, роль структур основания сравниваемых тектонических зон в настоящем анализе может не рассматриваться.

СРАВНИТЕЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Кайнозойские складчатые системы северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. В отечественной и зарубежной литературе эти структуры получили достаточно широкое освещение. Однако представления о том, какие конкретные тектонические зоны принадлежат области кайнозойской складчатости этого крупного региона, иногда оказываются весьма различными у разных исследователей. В большинстве случаев к области кайнозойской складчатости северо-западного сектора Тихоокеанского кольца относят Корякское нагорье, Камчатку, Сахалин, Японию и Тайвань. В то же время высказывалось мнение, что в ее состав следует включать также Сихотэ-Алинскую складчатую систему (Муратов, 1967), но имеют место и суждения о том, что северную часть Корякского нагорья, Юго-Западную Камчатку, Сахалин и Центральную зону Хоккайдо следует выделять вместе с Сихотэ-Алинской системой в особую область верхнемеловой складчатости (Марков и др., 1967), т. е. по существу отнести к мезозоидам. Близкие представления высказаны Н. П. Аникеевым, А. П. Васильевым, И. Е. Дробкиным, Г. Г. Поповым и В. А. Титовым (Геология СССР, т. XXX, тектоника, 1970).

Автор полагает, что естественной западной границей области кайнозойской складчатости северо-западного сектора Тихоокеанского кольца следует считать Восточно-Азиатскую систему краевых вулканогенных поясов. С юго-востока и востока почти на всем протяжении ее границей являются современные вулканические дуги. В принятых границах области четко различаются системы и зоны с разным возрастом консолидации и с различными особенностями внутреннего строения (рис. 1).

Системы и зоны ранней консолидации располагаются по периферии области. К ним относятся Анадырско-Корякская и Хоккайдо-Сахалинская системы, а также Юго-Западная Камчатка и часть Юго-Западной Японии, включающая зоны Титибу, Самбагава и синклиний Идзуми (зона Рёке). В них главная складчатость проявилась в разные фазы ларамийской орогении: раньше, в конце маастрихта — датском веке, в Анадырско-Корякской системе (Белый и др., 1966; Тильман и др., 1969), несколько позднее, по-видимому, в палеоцене — в Хоккайдо-Сахалинской системе (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Марков и др., 1967; Салун, 1969; Геология СССР, т. XXXIII, 1970) и в Юго-Западной Японии (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Следует отметить, что в олигоцене — раннем миоцене в пределах западных и восточных зон Сахалина и Хоккайдо произошла сравнительно

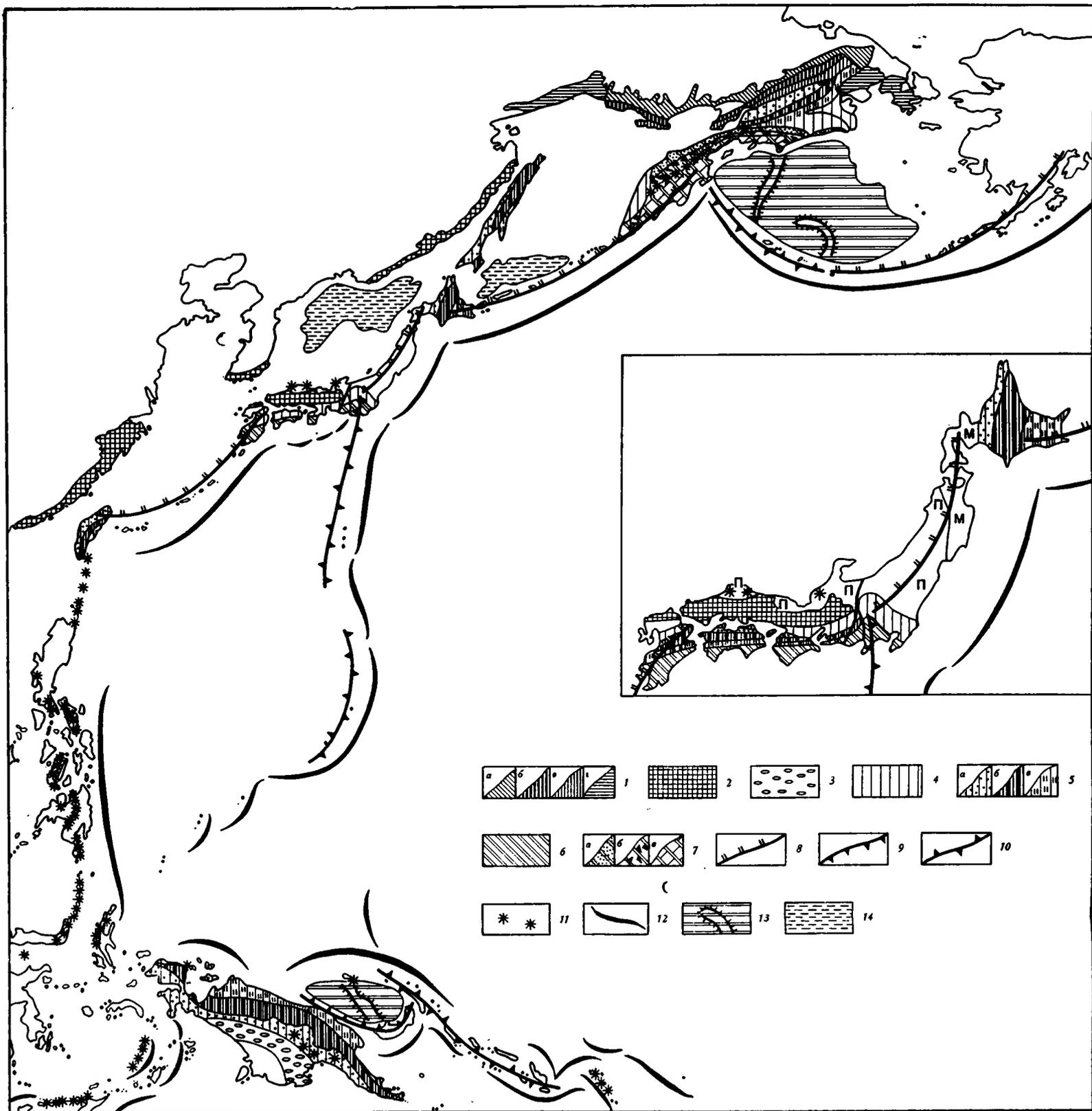


Рис. 1. Схема сравнения позднемезозойских, кайнозойских и современных тектонических зон некоторых районов западной части Тихого океана. 1, 2 — Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов: 1 — Охотско-Чукотский пояс (а — внешняя зона, б — унаследованная, в — новообразованная подзоны внутренней зоны, г — фланги), 2 — остальные краевые вулканогенные пояса; 3 — краевой прогиб Ново-Гвинейской складчатой системы; 4—7 — структуры области кайнозойской складчатости: 4 — структуры ранней консолидации, 5 — главные тектонические зоны в их пределах: а — внешние прогибы, б — геоантиклинальные поднятия, в — внутренние, эвгеосинклинальные зоны (в Анадырско-Корякской системе показаны только Пекульнейская, Алгано-Ваежская и Эссовеевская подзоны), 6 — структуры поздней консолидации, 7 — главные тектонические зоны Олюторско-Камчатской системы: а — внешняя зона, б — вулканическая геоантиклиналь, в — внутренний эвгеосинклинальный прогиб; 8—10 — современные вулканические дуги: 8 — приматериковые, 9 — приокеанические, 10 — океанические; 11 — зоны позднечетвертичного и современного вулканизма, по тектоническим типам не разделенные; 12 — глубоководные желоба; 13 — глубоководные котловины Берингова и Ново-Гвинейского морей (геосинклинальные овалы) и подводные геоантиклинали в их пределах; 14 — глубоководные впадины Охотского и Японского морей. Буквенные обозначения на врезке (схема тектонического районирования Японских островов): М — мезозонды зоны Китаками, П — палеозонды

слабая регенерация геосинклинальных условий, однако к каким-либо существенным изменениям общей структуры региона она не привела.

К структурам поздней (позднемиоценовой) консолидации относятся Олюторско-Камчатская система и зона Симанто в Юго-Западной Японии.

Для структур ранней консолидации очень характерны четко выраженная линейность и однотипная тектоническая зональность. В их периферических зонах параллельно краевым вулканогенным поясам располагаются прогибы, заполненные морскими и континентальными сложно построенными существенно вулканомиктовыми толщами большой мощности, это Пенжинский и Западно-Сахалинский прогибы, а также синклинорий Идзуми, которые вслед за Е. Н. Меланхолиной (1968) предлагается именовать внешними прогибами.

Далее следуют протяженные горст-антиклинальные зоны, которые в течение длительного времени развивались как геоантиклинальные поднятия: Таловско-Майнский антиклинорий, зона Центрального Сахалина — Центрального Хоккайдо, метаморфический пояс Самбагава. Величина поднятия и глубина последовавшего размыва этих зон были неодинаковыми, чем, по-видимому, и следует объяснять различия морфологии их современной структуры. Общим для всех перечисленных горст-антиклинальных зон является наличие в их пределах сложно дислоцированных палеозойских толщ с проявлениями глаукофаново-зеленосланцевого метаморфизма (Добрецов и др., 1966; Геологическое развитие Японских островов, 1968). Со стороны, обращенной к океану, к горст-антиклинальным структурам примыкают внутренние, эвгеосинклинальные зоны. В строении последних принимают участие кремнисто-вулканогенные образования и ассоциирующие с ними гипербазиты и габбро; мощные толщи граувакк и флишиоидных отложений, совместно с которыми иногда встречаются различные осадочно-вулканогенные породы.

Отложения внешних прогибов дислоцированы умеренно, причем степень их деформированности и метаморфизма заметно убывает вверх по разрезу. Одновозрастные с ними геосинклинальные толщи внутренних зон претерпели интенсивную складчатость, сильно уплотнены, рассланцованы и будинированы.

К складчатым системам, аналогичным охарактеризованным выше, по-видимому, относятся и Тайвань.

В пределах юго-западного сектора Тихоокеанского кольца ближайшим аналогом рассмотренных складчатых систем является Ново-Гвинейская. По имеющимся данным (Осборн, 1959; Архипов, 1964; Тектоника Евразии, 1966), в ее составе четко обособлены:

а) Южный прогиб, по характеру формаций и условиям залегания горных пород сходный с внешними прогибами складчатых систем ранней консолидации северо-западного сектора;

б) Центральная горст-антиклинальная зона, которая может быть сопоставлена с Таловско-Майнским антиклинорием и с зоной Центрального Сахалина — Центрального Хоккайдо;

в) Северная зона прогибов, являющаяся аналогом внутренних, эвгеосинклинальных зон тех же систем.

От сходных с ней складчатых систем северо-западного сектора Ново-Гвинейская система отличается возрастом складчатости (конец неогена) и тем, что вдоль ее границы с древними тектоническими зонами Австралии располагается не краевой вулканогенный пояс, а прогиб, заполненный поздненеогеновыми и четвертичными обломочными толщами.

Олюторско-Камчатская складчатая система по особенностям строения и развития существенно отличается как от Анадырско-Корякской системы, так и от остальных складчатых систем ранней консолидации северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. Прежде всего она имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении, который на

юго-востоке и юге как бы оборван современными тектоническими зонами: глубоководной впадиной Берингова моря и Курило-Камчатской вулканической дугой и одноименным глубоководным желобом. В строении системы различаются (Белый и др., 1966; Тильман и др., 1969):

а) узкая внешняя зона, сложенная существенно терригенными флишными толщами позднего мела и палеогена;

б) дугообразная антиклинальная зона Срединного хребта, сложенная почти исключительно поздне меловыми вулканогенными образованиями, прослеживающаяся от р. Большой на юге до р. Ватыны на северо-востоке;

в) внутренний Восточно-Камчатский эвгеосинклиальный прогиб¹, в пределах которого накопление кремнисто-вулканогенных толщ, граувакк и флишoidных отложений продолжалось вплоть до миоцена (Авдейко, Храмов, 1969; Ротман, Марковский, 1968).

Если полагать, что в пределах Корякско-Камчатской геосинклиальной области вначале вдоль границы с более древними тектоническими зонами заложилась линейная Анадырско-Корякская система, а несколько позднее и ближе к океану обособилась овальная Олюторско-Камчатская система, то глубоководную впадину Берингова моря можно рассматривать как находящуюся в стадии развития овальную геосинклиальную систему этой же области.

«Ископаемые» вулканические дуги Корякско-Камчатской области и их современные аналоги. В пределах Анадырско-Корякской складчатой системы, как она выделена на Тектонической карте Северо-Востока СССР (Белый и др., 1966; Тильман и др., 1969) и показана на рис. 1, аналоги современных вулканических дуг неизвестны. Однако анализ начального этапа ее развития, отвечающего верхней юре, валанжину и готериву, показывает, что границы геосинклиальной системы в этот промежуток времени несколько отличались от современных границ складчатой системы, а со стороны Верхояно-Чукотской области она окаймлялась зоной проявления интенсивного известково-щелочного островного вулканизма (Белый, 1968, 1971, 1972), которую предлагается выделять под названием Тайгоносской вулканической дуги. Пространственное положение Тайгоносской вулканической дуги в общем совпадало с выделяемой в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса унаследованной подзоной (рис. 1).

В поздней юре и валанжине на крайнем Северо-Востоке Азии был отчетливо выражен латеральный ряд тектонических зон, аналогичный современной Курило-Камчатской системе и структурам, примыкающим к ее тыловой зоне (рис. 2). Рассмотрим их несколько подробнее.

В пределах Анадырско-Корякской геосинклиальной системы в поздней юре и в первой половине раннего мела прослеживались протяженные дугообразные прогибы и поднятия, выпуклой стороной обращенные к Тихому океану. От хр. Пекульной на северо-востоке через бассейны рек Алган, Ваеги, Эссеем и вдоль юго-восточных мысов п-ова Тайгонос протягивался в юго-западном направлении крупный эвгеосинклиальный прогиб. Он заполнялся спилитами, базальтами, кремнистыми породами, граувакками, турбидитами, туфами и туффитами преимущественно основного состава, среди которых постоянно присутствуют яшмы и радиоляриты. Мощности этих отложений оцениваются в пределах 3000—5000 м (Геология СССР, т. XXX, 1970; Некрасов и др., 1971). Причем цифры эти отражают, как правило, нижний предел мощностей. По типу отложений можно полагать, что прогибание осадками полностью не компенсировалось. Охарактеризованный позднеюрский — валанжинский эвгеосинклиальный прогиб рассматривается в качестве

¹ Олюторский прогиб рассматривается в качестве крайней северо-восточной части этой крупной структуры.

«ископаемого» аналога современного Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Северо-западнее эвгеосинклиального прогиба располагалось Таловско-Майнское геоантиклинальное поднятие, соответствующее невулканическому геоантиклинальному поднятию Малых Курильских островов и подводного хр. Витязя.

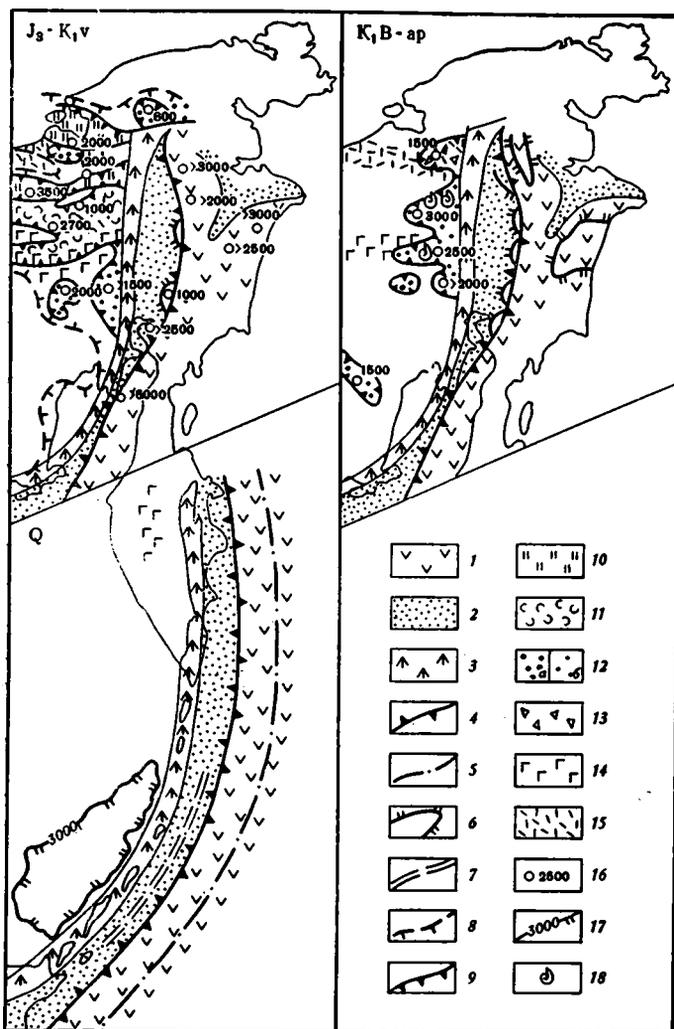


Рис. 2. Схема палеотектоники Корякского нагорья и северо-западной Чукотки и главных тектонических элементов современной Курило-Камчатской системы.

1 — внутренние, эвгеосинклиальные зоны; 2 — внешние зоны; 3 — вулканические дуги; 4 — выход фокальной поверхности; 5 — осевая зона Курило-Камчатского глубоководного желоба; 6 — контуры главных геоантиклинальных поднятий в пределах Анадырьско-Корякской системы; 7 — осевая линия подводного хр. Витязь; 8 — приблизительный контур позднечукоцкого — валанжинского моря в пределах мезозойд; 9 — границы главных впадин и прогибов позднечукоцкого — раннемелового этапа развития мезозойд; 10 — регенерированные и, возможно, остаточные позднегеосинклиальные прогибы; 11 — прогибы и впадины с существенно морскими вулканогенно-осадочными толщами и субазральными вулканитами; 12 — впадины, заполненные существенно терригенными толщами (морскими и континентальными — а, угленосными — б); 13 — впадины с преобладанием наземных вулканитов среднего и кислого состава; 14, 15 — зоны субазрального вулканизма в пределах мезозойд: 14 — основного и среднего, 15 — кислого и среднего состава; 16 — мощности отложений в метрах; 17 — контур Южно-Охотской впадины (по изобате 3000 м); 18 — места находок *Aucellina* во впадинах мезозойд

Границей между эвгеосинклинальным прогибом и Таловско-Майнским геоантиклинальным поднятием являлась Коначано-Куюлская зона глубинных разломов, к которой приурочены крупнейшие в Анадырско-Корякской системе тела альпинотипных гипербазитов. Эта зона разломов, по-видимому, является «ископаемым» аналогом Курило-Камчатской фокальной зоны.

С северо-запада от Таловско-Майнского геоантиклинального поднятия находилась зона шельфового осадконакопления, занимавшая не только площадь Пенжинского прогиба, но распространявшаяся и на территорию новообразованной подзоны Охотско-Чукотского пояса (рис. 1). Существенно псаммитовые позднеюрские и валанжинские отложения этой зоны имеют вулканомиктовый и тефроидный (преимущественно андезито-базальтовый) состав. Их мощность, по-видимому, не превышает 2500—3000 м. Рассматриваемая тектоническая зона с полным основанием может быть сопоставлена с междуговым прогибом и приокеанической мелководной зоной Курильских островов и Камчатки.

Следующей к северо-западу позднеюрской — валанжинской тектонической структурой являлась Тайгоноская вулканическая дуга. В ее тыловой области, в пределах мезозойд, в это время были четко обособлены обширные орогенные поднятия и сопряженные с ними впадины (Олойская, Верхне-Пенжинская и др.), заполнявшиеся существенно морскими осадочно-вулканогенными и молассовыми толщами, а также регенерированные позднегеосинклинальные прогибы (Южно-Аньюйский, Раучуанский? — Тильман и др., 1969; Белый, 1971). В целом они составляли комплекс морфоструктурных элементов, достаточно хорошо параллелизуемых с современным морфоструктурным планом тыловой области Курило-Камчатской вулканической дуги (Центральная и Западная Камчатка, мелководье Охотского моря, Южно-Охотская глубоководная котловина).

Из изложенного выше следует, что в латеральном ряду позднеюрских — валанжинских тектонических зон крайнего Северо-Востока Азии Тайгоноская вулканическая дуга занимала то же положение, что и современная Курило-Камчатская вулканическая дуга среди смежных с ней современных тектонических зон. Обратимся к более подробному сравнительному анализу этих вулканических дуг.

Курило-Камчатская вулканическая дуга как единая вулканотектоническая зона сформировалась в четвертичное время (Геология СССР, т. XXXI, 1964; Тихонов, 1963; Горшков, 1967; Мархинин, 1967; Апрельков, 1971). Ее протяженность достигает 2300 км, а средняя ширина равна примерно 40 км. Тайгоноская вулканическая дуга развивалась в основном в течение позднеюрского, валанжинского и готеривского времени. Она имела протяженность около 2000 км (с учетом возможного продолжения к западу от п-ва Кони) и ширину 25—50 км.

Курило-Камчатская вулканическая дуга имеет гетерогенный комплекс структур основания. Ее северная часть резко несогласно наложена на различные тектонические зоны Олюторско-Камчатской складчатой системы (Тихонов, 1963; Апрельков, 1971), а южная — на структуры Хоккайдо — Сахалинской системы. Определить однозначно тектоническую принадлежность неогеновых структур Больших Курильских островов, образующих основание четвертичной вулканической дуги, сейчас нельзя. По ряду формационных признаков (широкое распространение раннемиоценовых образований типа формаций «зеленых туфов», постоянное присутствие в среднемиоценовых разрезах флишевых толщ, существенно андезито-базальтовый состав позднемиоценовых вулканитов и обилие продуктов кислого вулканизма в составе плиоценовых толщ) неоген Курильских островов сходен с неогеном Центральной и отчасти Восточной Камчатки. В то же время на Курилах отсутствуют структуры с молассовым комплексом и значительно слабее проявились склад-

чатые деформации. Основание Тайгоносской вулканической дуги наблюдается на п-вах Тайгонос, Пьягина и Кони. Это норийские и юрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи существенно андезитобазальтового и базальтового (базальты высокоглиноземистые) состава, в разрезах которых широко распространены образования, сходные с формацией «зеленых туфов» (Геология СССР, т. XXX, 1970; Некрасов и др., 1971). По-видимому, в рассмотренных районах Тайгоносская вулканическая дуга имеет тип основания, сходный с основанием Курило-Камчатской дуги в пределах Больших Курильских островов.

Размещение вулканических зон Курило-Камчатской и Тайгоносской дуг подчинено системам протяженных, кулисно расположенных глубинных разломов. Кроме того, большое значение имеют поперечные, более короткие разломы, которые нередко ограничивают развитие конкретных вулканических зон по простиранию дуги. Среди вулканических накоплений Курило-Камчатской и Тайгоносской дуг преобладают андезитобазальты, высокоглиноземистые базальты и андезиты, в целом характеризующиеся повышенной известковистостью. Довольно постоянно встречаются вулканы кислого и умеренно кислого состава. В пределах Южной Камчатки С. А. Апрельков (1971) установил, что высокоизвестковистые четвертичные вулканы Курило-Камчатской дуги с резким структурным несогласием перекрывают более древние вулканические накопления, связанные с заключительным этапом развития Олюторско-Камчатской системы и характеризующиеся относительно повышенной щелочностью. Формация «зеленых туфов», образующаяся на современном этапе развития Курильских островов, характерна и для ряда районов Тайгоносской дуги (п-ов Пьягина, бассейны рек Пенжины и Анадыря — Белый, 1968, 1969; Белый, Милов, 1973). Суммарная мощность верхнеюрских, валанжинских и готеривских образований Тайгоносской дуги достигает 4000—6000 м. В конце готерива или в барреме в пределах Тайгоносской вулканической дуги произошло внедрение диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, характеризующих несколько пониженной щелочностью, при повышенной натровости и магниальности по сравнению с более молодыми интрузиями, связанными с развитием Охотско-Чукотского пояса (Белый, Милов, 1973).

Все изложенное выше показывает, что Курило-Камчатская и Тайгоносская вулканические дуги по всем признакам представляют собой однотипные тектонические образования. Несомненно, аналогичной им структурой (по формациям и латеральному ряду парагенетически взаимосвязанных тектонических зон) является и Японская вулканическая дуга (см. рис. 1), наложенная на палеозойские (зона Абукума) и мезозойские (зона Китаками) складчатые комплексы Северо-Восточного Хонсю и Западного Хоккайдо (Геологическое развитие Японских островов, 1968, стр. 378—381, 393—397). Однако в ее развитии четко выделяются два разобщенных во времени этапа: миоценовый и четвертичный.

Характерно, что непосредственно формированию рассмотренных вулканических дуг нигде не предшествовало образование кремнисто-вулканогенной формации со спилитами и яшмами; в их пределах неизвестны и альпинотипные гипербазиты. В разрезах вулканических и осадочно-вулканогенных образований этих дуг отсутствуют толеитовые базальты и яшмы. Судя по имеющимся данным о строении Хоккайдо-Сахалинской системы (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Геология СССР, т. XIX, 1966; Геология СССР, т. XXXIII, 1970; Марков и др., 1967; Салун, 1969), зоны Титибу в Японии (Геологическое развитие Японских островов, 1968) и смежных с ними со стороны материка тектонических зон, можно полагать, что Тайгоносская вулканическая дуга была единственной структурой подобного типа, возникшей в связи с развитием позднемезозойских — раннекайнозойских геосинклинальных систем северо-западного сектора Тихоокеанского кольца.

Продолжим теперь рассмотрение истории развития Корякско-Камчатской области и смежных структур во второй половине раннемеловой и в поздне меловой эпохах. По-видимому, в барреме в пределах Анадырско-Корякской системы проявилась складчатость, сопровождавшаяся частной инверсией, в результате которой здесь начали интенсивно формироваться геантиклинальные поднятия. В мезозоидах в этот период произошло резкое сокращение площади впадин, однако морское осадконакопление в некоторых из них длилось до середины апта. Характерно, что в это время увеличилась интенсивность прогибания впадин, примыкающих к Тайгоносской вулканической дуге, так что суммарная величина прогибания в этих структурах оказывается почти в 2 раза больше глубины Южно-Охотской впадины (рис. 2). Вулканизм в пределах Тайгоносской дуги в баррем-аптское время заметно ослабел, и по-видимому, в это время уже происходило вскрытие приуроченных к ней гранитоидных массивов (Белый, Милов, 1973).

С альба начался новый этап развития структур Северо-Востока Азии. Морских бассейнов и крупных впадин в пределах мезозойд уже не было. Мезозойды представляли собой единый континентальный блок с общей тенденцией к воздыманию. В пределах же Анадырско-Корякской системы возобновилось интенсивное прогибание, сопровождавшееся накоплением очень мощных существенно терригенных, часто флишoidных вулканомиктовых толщ, среди которых постоянно отмечаются мелководные фации. Эти процессы, по-видимому, вызвали значительные растяжения в зоне сочленения мезозойд и Корякско-Камчатской области, что в свою очередь привело к возобновлению здесь интенсивного вулканизма и к формированию новой наложенной структуры — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В течение позднего мела в Корякско-Камчатской области геосинклинальные площади сокращались и оттеснялись в сторону Тихого океана (Белый и др., 1966; Тильман и др., 1969). В сеноне произошло четкое обособление Олюторско-Камчатской системы, сопровождавшееся резким усилением в ее пределах эвгеосинклинального магматизма. В Анадырско-Корякской системе кремнисто-вулканогенные образования этого же возраста формировались лишь в узких приразломных зонах и всегда имели подчиненное значение по сравнению с мощными существенно флишoidными вулканомиктовыми толщами (рис. 3).

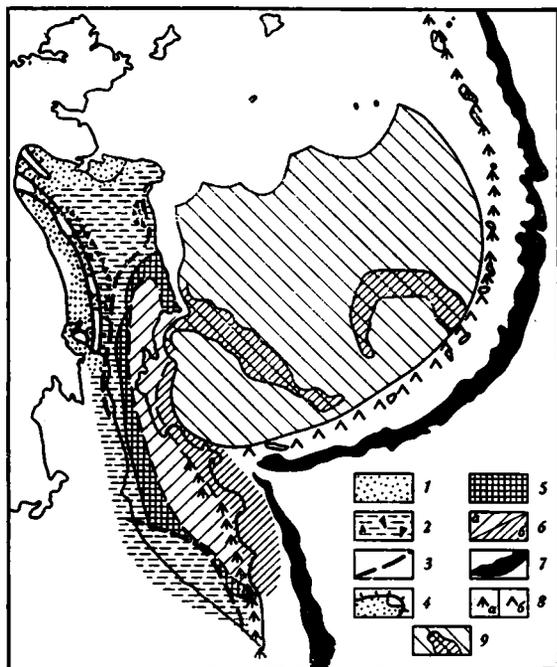
Анализ материалов по особенностям развития поздне мелового вулканизма Камчатки и Олюторского прогиба (Ротман, Жегалов, 1960; Ротман, Марковский, 1968; Марковский, Ротман, 1969; Флеров, 1969; Авдейко, Храмов, 1969; Хотин, 1972; Геология СССР, т. XXXI, 1964; Геология СССР, т. XXX, 1970; Егназаров и др., 1965) показывает, что в пределах Олюторско-Камчатской системы в сеноне четко обособились две структурно-формационные зоны с различным характером вулканизма: внутренний Восточно-Камчатский прогиб, где господствовали глубоководные условия и преобладали излияния спилитов и толеитовых базальтов, и окаймляющая его «геоантиклинальная» вулканическая зона, прослеживающаяся от верховий р. Большой на юге вдоль Срединного хребта до р. Ватыны на северо-востоке. В Срединном хребте, в бассейнах рек Ильпивеем и Апуки в основании вулканогенных толщ этой структуры обнажаются монотонные песчано-алевролитовые, алевролитогиллитовые и кремнистые отложения. Мощности сенонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований «геоантиклинальной» зоны оцениваются в 3000—7000 м. Можно полагать, что как положительная структура она возникла вследствие интенсивных накоплений вулканитов, а не поднятий.

В пределах Срединного хребта Камчатки в нижней части разреза сенонских толщ широко развиты кремнистые породы, яшмы, радиоляриты, спилиты, а в средней и верхней преобладают разнообломочные пи-

рокластические образования основного и среднего состава, обладающие ритмичным строением. Они содержат прослои осадочных пород, в которых обнаружены редкие остатки мелководной фауны (преимущественно толстостенные иноцерамы), а иногда и отпечатки наземных растений (Марковский, Ротман, 1969). Состав вулканитов — преимущественно базальты (иногда толеитовые, часто щелочного типа), а также спилиты и андезито-базальты и андезиты. В них внедрены небольшие интрузии габбро-плагиогранитного ряда. В северной части «геоантиклинали», в бассейнах рек Вывенки, Ачайваяма, Ватыны, в нижней части разреза сенонских толщ преобладают пирокластические образования, а в верхней — существенную роль играют лавы базальтового, спилитового и ан-

Рис. 3. Схема палеотектоники Корякско-Камчатской области в сенонское время и расположения смежных с ней главных современных тектонических зон.

1—6 — палеотектонические зоны сенонского времени: 1 — зоны накопления морских и континентальных, иногда осадочно-вулканогенных формаций (характерны орогенные формации геоантиклинального подкласса), 2 — терригенные существенно флишоидные формации (черные треугольники — участки эпизодического подводного вулканизма), 3 — граница структур ранней (позднесенонской) и поздней (неогеновой) консолидации, 4 — крупнейшие геоантиклинальные поднятия в структурах ранней консолидации (крап — периодическое осадконакопление), 5 — вулканическая геоантиклиналь (Ирунейская приокеаническая вулканическая дуга), 6 — Восточно-Камчатская геосинклиальная котловина (а — на до-сенонских «складчатых» структурах, б — на океанической коре); 7—9 — современные тектонические зоны: 7 — глубоководные желоба (по изобате 6000 м), 8 — вулканические дуги (а — приматериковый, б — океанический тип); 9 — геосинклиальная система Берингового моря и геоантиклинальные поднятия в ее пределах



дезитового состава (Егизаров и др., 1965). С ними ассоциируют кремнистые породы, яшмы, радиолариты, изредка известняки. Здесь в большом количестве распространены мелкие интрузии гипербазитов и габбро.

По-видимому, в самом конце позднего мела и в начале палеогена в пределах почти всей «геоантиклинальной» зоны господствовали субаэральные условия. В это время здесь происходили излияния трахибазальтов, трахиандезитов, иногда трахитов, тефритов, лейцититов и внедрялись интрузии габбро, монцонитов и сиенитов. Преимущественно развиты породы калиевого типа (Флеров, 1969; устное сообщение Л. И. Аникеевой, М. К. Касько).

Морфологически охарактеризованная «геоантиклинальная» структура почти на всем протяжении своего развития выражалась в виде островной дуги. Об этом свидетельствуют не только приведенные выше особенности ее строения, но и широкое распространение к северу и западу от нее морских существенно терригенных (флишоидных) отложе-

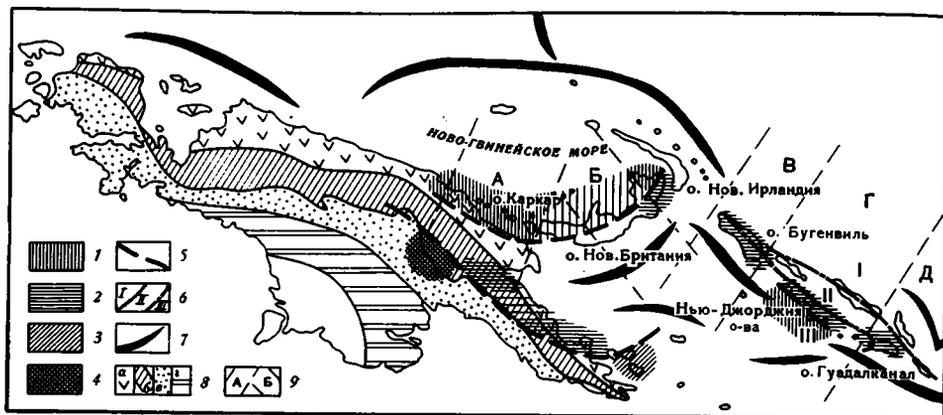


Рис. 4. Схема размещения главных типов позднекайнозойских магматических (вулканических) образований в структурах Меланезийских дуг (по данным Р. Jakeš, A. J. R. White, 1969; P. J. Coleman, 1966).

1—4 — типы вулканизма: 1 — толеитовый, 2 — известково-щелочной, 3 — щелочной, 4 — район развития пород шошонитовой ассоциации; 5 — границы вулканических «провинций» по Р. J. Coleman, 1969; 6 — главные тектонические зоны Соломоновых островов и их границы (Coleman, 1966): I — тихоокеанская, II — центральная, III — вулканическая; 7 — глубоководные желоба; 8 — главные тектонические зоны Новой Гвинеи: а — внутренняя (эвгеосинклиальная) зона, б — Центральная геантиклинальная зона, в — внешний (миogeосинклиальный прогиб), г — краевой прогиб; 9 — площади, по которым составлены схемы распределения землетрясений по глубине (см. рис. 5)

ний верхнего мела и палеогена. Поэтому ее предлагается выделять в качестве позднемеловой Ирунейской вулканической дуги.

От вулканических дуг типа Курило-Камчатской и Тайгоносской Ирунейскую дугу отличает ряд признаков:

а) выпуклой стороной она обращена не к океану, а к Анадырско-Корякской системе;

б) в тектоническом отношении она представляла собой вулканическое поднятие — «геантиклиналь», по обе стороны от которой располагались геосинклиальные прогибы, принадлежавшие единой Олюторско-Камчатской системе;

в) среди вулканогенных пород широко развиты базальты и спилиты, причем базальты часто щелочные;

г) большая часть вулкаников накапливалась в подводных условиях, и среди них встречаются яшмы и другие кремнистые породы, а образования типа формации «зеленых туфов» не характерны;

д) наличие мелких интрузий гипербазитов и габбро, особенно многочисленных в северной части дуги.

Среди современных тектонических зон западной части Тихого океана ближайшими аналогами структур позднемеловой Олюторско-Камчатской системы (Ирунейской вулканической дуги и Восточно-Камчатского эвгеосинклиального прогиба) могут являться Ново-Британская дуга и Ново-Гвинейское море (рис. 4).

Данные о геологическом строении Ново-Британской дуги крайне фрагментарны. Поэтому ее сопоставление с Ирунейской дугой основано исключительно на общих признаках характера морфоструктуры и особенностей кайнозойского вулканизма. Действительно, Ново-Британская дуга примыкает выпуклой стороной к Новой Гвинее, которая, как отмечалось ранее, по типу тектонической зональности сходна с линейными складчатыми системами ранней консолидации в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца. Среди продуктов вулканизма Ново-Британской дуги преобладают базальты толеитового типа, которые характер-

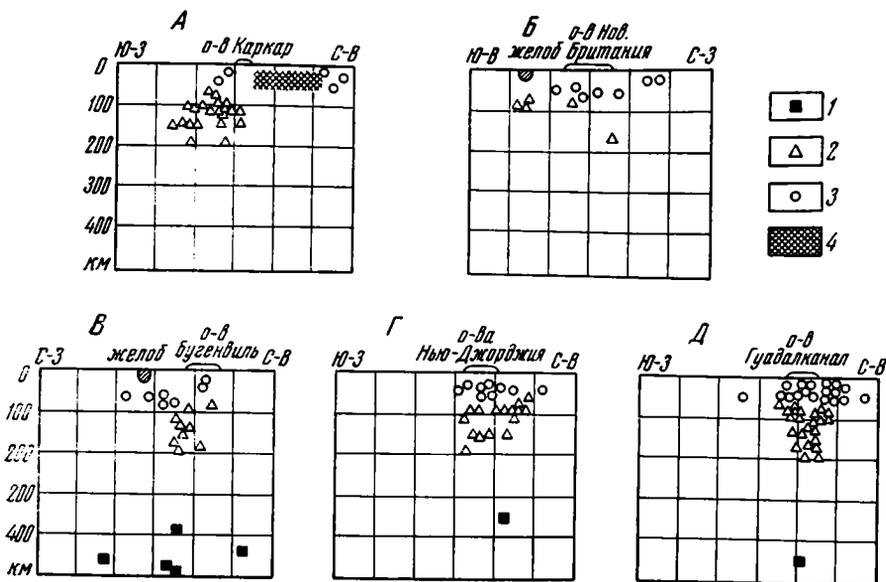


Рис. 5. Распределение землетрясений по глубине в пределах Ново-Гвинейского моря, Новой Британии и Соломоновых островов (по Р. Jakeš, A. J. R. White, 1969). 1—3 — фокусы землетрясений, находящиеся на глубинах: 1 — более 300 км, 2—70—300 км, 3 — менее 70 км; 4 — зона неглубоких землетрясений в пределах 0—60 км)

ны для «внутренней», примыкающей к Ново-Гвинейскому морю, зоны, тогда как во «внешней» ее зоне появляются андезиты (Jakeš, White, 1969). В тылу Ново-Британской дуги располагается Ново-Гвинейское море. На его геосинклинальную природу, несмотря на относительную мелководность, указывают довольно сильная расчлененность рельефа дна, значительные колебания глубин поверхности Мохоровичича — от 10 до 20 км (Wiebenga et al., 1971), равномерное распределение по всей площади моря землетрясений, фокусы которых в большинстве случаев находятся на глубинах менее 100 км (Jakeš, White, 1969) (рис. 5).

С северо-востока Ново-Гвинейское море отделено от Тихого океана о. Новая Ирландия, который в тектоническом отношении принадлежит к системе Соломоновых островов (Coleman, 1966).

Согласно данным П. Дж. Колмэна (Coleman, 1966), в Соломоновых островах могут быть выделены три различных геологических провинции: тихоокеанская, центральная и вулканическая (рис. 4). В пределах тихоокеанской провинции широко развиты лавы базальтов, чередующиеся с морскими, часто карбонатными осадками. Возраст этих образований не древнее эоцена. В центральной провинции выделяется древний, по-видимому, верхнемеловой метаморфический комплекс с интрузиями габбро и гранитоидов. В разрезах эоцен-олигоценых образований преобладают андезиты и базальты, чередующиеся с морскими обломочными толщами. Граница тихоокеанской и центральной провинций прослеживается в виде сигмоидальной системы разломов, к которой приурочены выходы серпентинитов. Небольшое количество ультраосновных пород отмечается и в пределах центральной зоны. Наконец, в вулканической провинции почти исключительно развиты андезиты не древнего плиоценового возраста. По данным П. Якеша и А. Дж. Уайта (Jakeš, White, 1969), вдоль юго-западного края этой провинции, на о-вах Нью-Джорджия, отмечаются толеитовые базальты. Сейсмические наблюдения показывают, что фокальная зона Соломоно-

вых островов имеет почти вертикальное падение (рис. 5), а выход ее на поверхность совмещается с вулканической провинцией. Охарактеризованная зональность четко прослеживается лишь в средней части Соломоновых островов: к юго-востоку происходит «выпадение» вулканической, к северо-западу — тихоокеанской провинции.

Прерывистые, недостаточно четко выраженные глубоководные желоба окаймляют Соломоновы острова как со стороны Тихого океана, так и со стороны Кораллового моря. С обеих сторон к рассматриваемой островной системе примыкают обширные области с корой океанического типа.

Достоверные «ископаемые» аналоги этой современной тектонической системы в пределах Корьякско-Камчатской области неизвестны, однако есть основания полагать, что они могут быть обнаружены в структурах гор Клатмат Северной Америки.

По положению среди обширных областей, обладающих корой океанического типа, с системой Соломоновых острова — Новая Ирландия, как уже отмечалось ранее, могут параллелизоваться системы Тонга-Кермадек, Марианская и Идзу-Бонинская. Зоны современного активного вулканизма здесь не имеют такой строгой пространственной приуроченности относительно других морфоструктурных элементов системы и Тихого океана, как в первых двух охарактеризованных типах. Среди продуктов вулканизма нередко преобладают базальты, в том числе и толеитовые. Морфоструктурные признаки этих систем испытывают существенные изменения по простиранию, однако это не связано с «выходами» их на структуры с корой континентального типа. Отсутствует какая-либо строго определенная ориентировка этих систем по отношению к Тихому океану. Характерно, что все эти свойства проявляются по-разному в каждой системе, что и придает им значительное своеобразие. Не исключено, что эти системы в тектоническом отношении не однотипны.

Возможно, к данной категории островных вулканических дуг следует относить и западную часть Алеутской дуги, включающую о-ва Крысьи, Ближние и Командорские.

ВЫВОДЫ

Выводы, следующие из выполненного краткого сравнительного анализа, еще не являются окончательными, ибо был рассмотрен ограниченный круг примеров конкретных тектонических зон. Часть выводов делается в порядке постановки вопроса.

1. Вулканические дуги имеют непосредственную связь с геосинклинальным процессом, но в тектоническом отношении они полигенны. Это указывает на необходимость критического отношения к концепции о строго однозначно детерминированном положении островных вулканических дуг в геосинклинальном процессе.

Представляется возможным позднеюрскую — раннемеловую Тайгонскую вулканическую дугу и современную Курило-Камчатскую выделить в тип приматериковых дуг, а сенонскую Ирунейскую и современную Ново-Британскую — в тип приокеанических дуг.

2. Приматериковые вулканические дуги обращены выпуклой стороной в сторону океана, а в их тыловых зонах достаточно широко развита кора континентального типа. Для них характерны проявления преимущественно андезитового вулканизма и довольно постоянное присутствие вулканитов кислого и умеренно кислого состава.

Наиболее древней и единственной достоверно установленной «ископаемой» вулканической дугой приматерикового типа в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского кольца является позднемезозойская Тайгонская дуга. На современном этапе развития приматериковые вулканические дуги прослеживаются почти на всем протяжении северо-

западного сектора Тихого океана — это дуги Нансей, Японская, Курило-Камчатская и большая восточная часть Алеутской дуги.

Приматериковые вулканические дуги сопутствуют ранней стадии развития линейных геосинклинальных систем и, вероятнее всего, являются особыми пограничными структурами этих систем. Однако в отличие от современного этапа возникновение приматериковых вулканических дуг в связи с развитием линейных геосинклинальных систем области кайнозойской складчатости северо-западного сектора Тихоокеанского кольца имело скорее случайный, чем закономерный характер.

3. Приокеанические вулканические дуги обращены выпуклостью от океана, а их тыловые зоны тесно связаны с областями преимущественного распространения океанической коры. В дугах этого типа преобладают вулканические породы основного состава и известны мелкие интрузии гипербазитов и габбро. Приокеанические дуги связаны с более поздней стадией развития геосинклинальной области, когда в последней обособляются овалы геосинклинальные системы. Эти дуги являются непосредственной принадлежностью геосинклинальных систем.

4. От рассмотренных двух типов островных вулканических дуг отличаются такие современные тектонические системы, как Соломоновых островов — Новой Ирландии, Тонга-Кермадек, Марианская, **Идзу-Бонинская** и, пожалуй, западная часть Алеутской дуги, которые предварительно предлагается выделить в особый, океанический тип. Вполне вероятно, что в тектоническом отношении эти структуры полигенны и подлежат разделению, что покажут дальнейшие исследования.

5. В пределах северо-западного сектора Тихоокеанского кольца миграции вулканических дуг, в том виде как этот процесс описан Р. В. Ван Беммеленом (1957) и подтверждается Дж. А. Катили (Katili, 1971) на примере Индонезии, не было.

6. Рассмотренные вулканические дуги не являются разностадийными звеньями единого эволюционного ряда однотипных структур.

7. Выполненный сравнительно-тектонический анализ показывает, что явления дивергенции, обращения полярности и столкновения островных вулканических дуг, постулируемые сторонниками «новой глобальной тектоники», в действительности вряд ли имеют место.

Литература

- Авдейко Г. П., Храмов Н. А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. В сб.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969.
- Апрелков С. А. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гос-топтехиздат, 1941.
- Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. В сб.: «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». Тр. ГИН, 1964, вып. 113.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структур Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Белый В. Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса).— В сб.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геол., XXIII сессия МГК. М., «Наука», 1968.
- Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса.— Тр. СВКНИИ, вып. 29. М., «Наука», 1969.
- Белый В. Ф. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
- Белый В. Ф. К проблеме соотношения Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов и приматериковых вулканических дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца (автореферат).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1972, № 2.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта

- Северо-Востока СССР (масштаб 1 : 2 500 000). Гл. управление геодезии и картографии Мин. геол. СССР, М., 1966.
- Белый В. Ф., Милов А. П.* Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в бассейне р. Пенжины.— Сов. геология, 1973, № 1.
- Богданов Н. А.* Строение палеозойд запада Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1966, № 2.
- Богданов Н. А.* Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Ван Беммелен Р. В.* Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Васильковский Н. П.* К проблеме островных дуг.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Геологическое развитие Японских островов.** «Науки о Земле». М., «Мир», 1968.
- Геология СССР. т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. М. «Недра», 1964.
- Геология СССР. т. XIX, Хабаровский край и Амурская обл., ч. I. М., «Недра», 1966.
- Геология СССР, т. XXX Северо-Восток СССР, ч. I. М., «Недра», 1970.
- Геология СССР, т. XXXIII, о-в Сахалин, ч. 1, М., «Недра», 1970.
- Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С.* Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В.* Карта метаморфических фаций СССР. М., Изд. ГУГК, 1966.
- Егизаров Б. Х., Дундо О. П., Анিকেва Л. И., Русаков И. М., Дегтяренко Ю. П.*, Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965.
- Зоненшайн Л. П.* Геосинклиальный процесс и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, 1971, № 6.
- Красный Л. И.* Внутренняя часть Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Тектоника. М., «Недра», 1966.
- Крпоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Марков М. С.* К проблеме становления «гранитного» слоя островных дуг.— Сб.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геол., XXIII сессия МГК, «Наука», 1968.
- Марков М. С.* Метаморфические процессы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С.*, Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Марков М. С., Соловьева И. А.* Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Марковский Б. А., Ротман В. К.* О позднемеловой геосинклиальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
- Мархинин Е. К.* Роль вулканизма в формировании структур земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука», 1967.
- Меланхолина Е. Н.* О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Муратов М. В.* Проблема происхождения океанических впадин.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, № 5.
- Муратов М. В.* Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 10.
- Некрасов Г. Е., Заборовская Н. Б., Гельман М. Л.* Тектоника зоны перехода мезозойд к структурам Корякско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгонос.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
- Осборн Н.* Седиментационные бассейны Папуа и прилегающей к Папуа территории Новой Гвинеи. Матер. по геол. нефти. (XX Международный геол. конгр.), т. IV, М., 1959.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.
- Пейве А. В., Штрейф Н. А., Кшиппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцов С. В.* Океаны и геосинклиальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Петрушевский Б. А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
- Петрушевский Б. А.* К истории развития зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, № 1.
- Пушаровский Ю. М.* Основные черты строения Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Пушаровский Ю. М., Удинцев Г. Б.* (редакторы). Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, м-б 1 : 10 000 000. ГУГ и К при Сов. Мин. СССР, М., 1970.

- Ротман В. К., Жегалов Ю. В.* Вулканогенные формации и эволюция вулканизма внутренней дуги Камчатки.— В кн.: Матер. первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Ротман В. К., Марковский Б. А.* О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки).— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 3.
- Салуи С. А.* Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алиня и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое.— Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., «Недра», 1969.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000. М., «Наука», 1966).
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А.* Тектоника Северо-Востока СССР (объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока СССР, м-б 1 : 2 500 000).— Тр. СВКНИИ, вып. 33. Магадан, 1969.
- Тихонов В. И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— В сб.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Тр. ГИН АН СССР, вып. 89. М., «Наука», 1963.
- Умбров Дж. Х.* Островные дуги.— В сб.: Островные дуги, М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Флеров Г. Б.* Верхнемеловая палеогеновая трахибазальт-габбро-сиенитовая формация Центральной Камчатки. Автореф. канд. дис. М., 1969 (ИГЕМ).
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хесс Г. Г.* Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В сб.: Островные дуги. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Хотин М. Ю.* Литология верхнемеловой эффузивно-туфо-кремнистой формации Камчатского мыса и условия ее образования. Автореф. канд. дис. М., 1972 (ГИН).
- Шатский Н. С., Богданов А. А.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000 (объяснительная записка). М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шейнманн Ю. М.* Магмы и геосинклинальный процесс.— В сб.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца — проблемы соотношений. Автореф. докт. дис., Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Brothers R. N.* Petrochemical affinities of volcanic rocks from the Tonga-Kermadec island arc, Southwest Pacific.— Bull. volcanol., 1970, v. 34, No. 1.
- Coleman P. J.* The Solomon islands as an island arc.— Nature, 1966, No. 5055, sept. 17, v. 211.
- Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 14.
- Dewey J. F., Horsfield B.* Plate tectonics, orogeny and continental growth.— Nature, 1970, v. 225, No. 5232.
- Dickinson W. R.* Plate tectonic models of geosynclines.— Earth and planet. sci. letters, 1971, v. 10, No. 2.
- Dickinson W. R.* Reconstruction of past arc — trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of Western Pacific.— In: Twelfth Pacific Science Congress. v. 1 record of proceedings. Canberra, Australia, 1971.
- Isshiki N., Matsui K., Ono K.* Volcanes of Japan, Map. 12 000 000. Geol. Sur. of Japan, 1968.
- Jakeš P., White A. J. R.* Structure of the Melanesian — arcs and correlation with distribution of magma types.— Tectonophysics, 1969, v. 8, No. 3.
- Karig D. E.* Comparison between arc systems of the northwestern and southwestern Pacific.— In: Twelfth Pacific Science Congress. v. 1 record of proceedings. Canberra, Australia, 1971.
- Katili J. A.* Geological and geophysical features of the Indonesian island arcs.— In: Twelfth Pacific Science Congress. v. 1 record of proceedings. Canberra, Australia, 1971.
- Wiebenga W. A., Finlayson D. M., Cull J.* Structure of the Bismarck archipelago.— In: Twelfth Pacific Science Congress. v. 1 record of proceedings. Canberra, Australia, 1971.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.240

К. В. БОГОЛЕПОВ

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ
И КЛАССИФИКАЦИИ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

«Настоящая логика естествознания есть логика вещей, т. е. логика природных тел. Понятие о них меняется чрезвычайно быстро... Натуралист должен постоянно возвращаться «к вещам», т. е. проверке опытом и наблюдением и менять определение понятий».

В. И. Вернадский, 1965, стр. 175

Уточнение понятий и приведение в соответствии с ними терминологии являются атрибутами научного исследования. Обе операции особенно важны в столь молодой и быстро развивающейся науке, как тектоника, в которой в силу сложности объектов, возможности их изучения в разных аспектах и колоссального притока нового фактического материала постоянно эволюционирующие представления и гипотезы опережают разработку более консервативной номенклатуры, созданной в своей основе в первой половине текущего столетия. С последним обстоятельством связан «плавающий курс» терминов — их многозначность, нарушающая единство тектонического языка. Поэтому нужно всячески приветствовать начатые Тектоническим комитетом АН СССР работы по унификации терминологии, следствием которых явилась статья А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова и др., опубликованная в журнале «Геотектоника», № 5 за 1972 г. Однако как исходные положения статьи, так и некоторые данные в ней определения дискуссионны или требуют дальнейшего уточнения. Мне кажется важным обратить на это внимание, так как статья написана под эгидой Тектонического комитета (стр. 4) и, несмотря на оговорку, что авторами предлагается лишь «определенный вариант классификации» (стр. 3), многими специалистами, особенно геологической молодёжью, может быть воспринята как *summa sumptum*, обладающая инструктивной силой.

Одно из ограничений предложенного авторами статьи варианта классификации заключается в том, что он «относится только к структурам континентов», так как «систематизация океанических структур пока еще преждевременна» (стр. 4). Такой подход, сам по себе, спорный (вспомним работы Г. Менарда, Г. Б. Удинцева, Ю. М. Пущаровского, В. Е. Хайна и др.), лишает проблему систематики глобального значения и приводит к ряду противоречий.

1. Разработка любого варианта классификации основных структурных элементов земной коры, особенно «генетической классификации», а именно эта задача ставится авторами, невозможна без учета соотношений океанических и континентальных структур, а в последнем случае и динамики преобразования коры океанического типа в кору континентальную (или обратного процесса).

2. К континентам, т. е., по принятому определению, к областям с «преобладанием континентальной (материковой)... коры» (стр. 5), авторы относят не только платформы и складчатые орогенные области, но и современные геосинклинали, хотя они отличаются преобладанием или во всяком случае широким развитием (глубоководные впадины, желоба) коры океанического или субокеанического типов. Тем самым данное в статье определение наиболее крупных структурных элементов коры — континентов и океанов — оказывается нарушенным. Не сформулированы и критерии определения границ между ними. Можно напомнить, что в классификации, недавно предложенной В. Е. Хайным (1971, табл. 1, стр. 8), геосинклиналильные пояса отнесены к структурным элементам океанов, что, по-видимому, более логично.

3. Из систематики выпадают «сквозные» структурные элементы, общие для континентов и океанов, — рифтовые области и пояса, отражающие одну из форм взаимосвязи этих крупнейших тектонических подразделений.

Рассматривая принципы построения номенклатуры и классификации, авторы намекают три подхода: первый — «морфологический или структурный» — когда рассматриваются современные тектонические элементы и их формы» (стр. 4); второй — «палеогеографический или палеотектонический — предусматривающий реставрацию формы древнего рельефа» (стр. 5); третий — «генетический — предусматривает выяснение происхождения тектонических образований» (там же). Генетический подход является «главным» — «именно генетический принцип иногда вместе с палеогеографическим» (стр. 6) кладется авторами в основу классификации. В этом перечне обращает внимание спорность отождествления палеогеографического и палеотектонического «подходов». В действительности, каждый из них имеет свои объекты исследования — палеогеографическая обстановка в первом случае и древняя структура земной коры во втором случае и, естественно, свои задачи. Любая палеогеоморфологическая реконструкция, а очевидно, авторы имеют в виду этот раздел палеогеографии, может служить лишь одним из вспомогательных приемов восстановления структуры коры геологического прошлого. Общая взаимосвязь между процессами, создающими или преобразующими структуру земной коры, и основными чертами рельефа — морфоструктурами ее поверхности — известна. Выражением орогенического процесса являются современные горные сооружения, как выражением в рельефе процесса формирования плит являются наземные и подводные равнины. Но корреляция между структурой и рельефом имеет лишь общий характер, она недостаточна для суждения о важнейших внутренних особенностях строения осадочно-метаморфической оболочки. В качестве примеров можно привести хорошо известную тождественность геоморфологического выражения эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенных областей или плит древних и молодых платформ, хотя они относятся к разным классам структурных элементов.

В связи с отождествлением палеогеографического и палеотектонического методов становится неясным смысл, вкладываемый авторами и в первый из указанных ими подходов — «морфологический или структурный». Идет ли в данном случае речь только о классификации современных морфоструктур или же о структуре всего объема земной коры, т. е. о пространственных соотношениях слагающих ее геологических тел определенного ранга (структурных комплексов, этажей, формаций и т. п.). Ясность в этот вопрос, очевидно, могла бы внести принимаемая авторами формулировка понятия структура. Необходимость такой формулировки, прежде чем рассматривать «структурные элементы», очевидна.

Посмотрим, какова возможность осуществления в настоящее время «генетического подхода» к классификации структурных элементов и не виноват ли в первую очередь именно этот подход в неупорядоченности терминологии, на которую совершенно справедливо сетуют авторы. Что понимают авторы под генетическим подходом? Они пишут: «Этот подход предусматривает выяснение происхождения тектонических образований. Он требует определения принадлежности изучаемых объектов к той или иной категории крупнейших структурных элементов земной коры, каждой из которых свойственны свои специфические и строго индивидуальные закономерности строения и развития» (стр. 5). Первая часть определения — простой перевод греческого слова *genesis*. Вторая часть по существу тавтологична, класс структурного элемента (объекта) выводится из его принадлежности к этому классу. Здесь мы сталкиваемся с тем же логическим кругом, который был замечен Н. С. Шатским (1965, стр. 10—11) при рассмотрении тектонической (генетической) классификации формаций.

Исторически сложилось так, что современная номенклатура основных тектонических подразделений имеет двойственный характер. В их определение принято вкладывать не только структурный, но и генетический смысл. Однако в основе выделения тектонических подразделений должен лежать структурный принцип, т. е. анализ пространственных соотношений различно устроенных геологических тел (формаций, структурных этажей, структурных комплексов), выделяемых, исходя из их вещественного состава и степени дислоцированности. Эти характеристики устанавливаются эмпирически и на каждой стадии исследования могут быть проверены. Что касается представлений о генезисе, то здесь мы еще долгое время будем находиться в сфере различных, часто противоположных гипотез, постоянно трансформирующихся по мере развития отдельных сторон наук о Земле.

В силу самой сущности объектов, изучаемых «большой тектоникой», — их субпланетарного размера, множественности факторов и длительности времени образования, охватывающего сотни миллионов лет, их генезис не может быть проверен эмпирически и выводится логическим путем из тех же структурных и вещественных признаков. Кроме того, границы самого понятия генезис применительно к крупнейшим структурным элементам коры слишком неопределенны для того, чтобы служить основой построения общепринятой номенклатуры. За последние четверть века они существенно расширились за счет начавшегося исследования подкорового вещества и формирующих его глубинных процессов. Поэтому такие «генетические» характеристики, как «сильная подвижность», «малая подвижность», земной коры, «высокоактивный режим», «слабоактивный режим» (стр. 5) уже не удовлетворяют, а вносимые в определения понятий фразы «о том, что тот или иной складчатый комплекс или структурный этаж отражают определенную стадию тектонической эволюции» или «развития территории в определенной тектонической обстановке» воспринимаются как трюизмы, маскирующие наше незнание тектонических процессов и порождающих их причин. В большинстве случаев то, что мы

называем генетическим подходом, в действительности, является историко-геологическим. Изучению подвергаются не столько причины тех или иных геологических событий, сколько последовательность событий во времени. Однако основанием и для историко-геологического изучения служат в первую очередь структурные отношения геологических образований; их временные связи контролируются методами относительной и изотопной геохронологии.

Нет сомнения в том, что установление генезиса — неотъемлемая часть научного познания. Однако в настоящее время оно требует четкой конкретизации генетической задачи применительно к изучаемой совокупности геологических тел. Когда же речь идет о глобальных построениях, то оказывается необходимым привлечение вещественных, физико-химических, динамических характеристик для всей взаимосвязанной системы глубинных зон Земли вплоть до нижней мантии и ядра (вспомним работы Р. Ван Бемелена, 1970; Е. В. Артюшкова, 1968, 1970; О. Г. Сорохтина и его соавторов, 1971, и др.); определение влияния происходящих (и происходивших) в них процессов на становление различных типов структурных элементов коры, т. е. решение проблем генезиса представляет собой крупнейшую задачу будущего развития науки — построение общей теории строения и развития Земли. С этой точки зрения так называемое агенетическое направление в геологии, которое пытаются развивать сторонники ее приспособления хирургическим путем к существующему математическому аппарату, представляется опасным недоразумением, уводящим науку от перспективных поисковых задач. Но это другая сторона методологии, требующая особого критического рассмотрения.

Что касается существующей тектонической номенклатуры, то понятия геосинклиналь, складчатый пояс, ороген, платформа и т. п. даже при традиционном терминологическом выражении, содержащем корень «ген», могут рассматриваться лишь как псевдогенетические. Их выделение основано не на условиях образования, а на составе и определенных типах соотношений между слагающими их структурными этажами (комплексами), а если говорить о современном тектоническом плане, то, кроме того, и на их морфоструктурном выражении. Понятие о геосинклиналях, как и о любом другом тектоническом подразделении земной коры, не изменится от того, какой механизм их образования мы примем, — будь то гипотеза расширения дна океанов и компенсационного всасывания океанических плит по «поверхностям Беньюффа» или гипотеза общего сжатия Земли, или пульсации ее объема, существования тепловых и гравитационных конвекционных ячеек или «тектоноферов» и т. д.

Исходя из этого, думается, что единственным возможным сейчас подходом к разработке унифицированной номенклатуры и классификации тектонических подразделений, приемлемой для геологов различных направлений и школ, является структурный подход, основанный на выделении, сравнительном анализе и типизации крупных геологических тел (структурных этажей, структурных комплексов) и на установлении тех комбинаций или той последовательности, в которой они залегают в изучаемом сегменте коры. Этот подход остается в силе и для палеотектонических реконструкций, хотя их построение (особенно палинспастических моделей) требует учета кинематической (геометрической) стороны движения геологических тел и восстановления существовавших между ними пространственных соотношений.

Нельзя признать совершенной и предлагаемую систему тектонической геохронологии, тем более что в тексте статьи она тут же нарушается. Авторы намечают следующую соподчиненность хроностратиграфических подразделений. Наиболее крупное подразделение — тектонический цикл или цикл тектогенеза. Это «период времени, в течение которого происходит возникновение геосинклиналей, геосинклинальная эволюция данного участка земной коры... вплоть до прекращения и завершения геосинклинального процесса. Концу каждого цикла соответствует эпоха складчатости (тектогенеза), которая подразделяется обычно на разное число фаз складчатости (стр. 6, подчеркнута здесь и далее мной. — К. Б.). «Продолжительность циклов в фанерозе примерно 150—200 млн. лет» (стр. 7). Следующее подразделение «эпохи складчатости (складкообразования) или эпохи тектогенеза». «Они соответствуют тем сравнительно коротким отрезкам времени, в которые осуществляются крупные структурные преобразования, в особенности замыкание геосинклинальных прогибов, их деформация с образованием складчатых структур...». Далее следуют «тектонические фазы». Они «отвечают времени неравномерных (?) складкообразовательных движений, приводящих к изменению плана структуры данного участка земной коры» и отражающихся «в появлении угловых несогласий» (там же).

Я не буду останавливаться на отождествлении крупнейшей отрезков тектонической истории Земли с циклами (syklos — круг, кругооборот), хотя этот термин неточно отражает подразумеваемые явления. На это уже неоднократно обращалось внимание (Тектоника Евразии, 1966, и др.). Отмечу другое — понятие «эпоха тектогенеза», соответствующая по определению авторов, «сравнительно коротким отрезкам времени», судя по дальнейшему изложению, мало чем отличается от «тектонического цикла». Авторы пишут: «Например, герцинская эпоха тектогенеза состоит (в Европе) из бретонской (граница девона и карбона) судетской (граница между визейским и намюрским веками), астурийской (граница между вестфалем и стэфаном) фаз» (стр. 7). Этот перечень, если и дальше следовать терминологии, разработанной Г. Штилле, очевидно, должен быть дополнен заальской — раннепермской фазой и пфальзской фазой поздней перми — раннего триаса. Из этого следует, что, по авторам, «эпоха герцинского тектогенеза»

охватывает время по меньшей мере от начала карбона до триаса (более 100 млн. лет) и либо соответствует «герцинскому циклу тектогенеза» (т. е. разделение «циклов» и «эпох» несостоятельно и первый из этих терминов излишний), либо отличается от него по отсчету времени, который ведется не от возникновения геосинклинали, а от проявления первой фазы складчатости. Однако смысл выделения «тектонических эпох» по принципу, от первой до завершающей фазы складчатости, остается неясным. Попутно отмечу, что подстрочное примечание к стр. 7 противоречит процитированному выше тексту статьи. В примечании указано, что герцинская эпоха складчатости «по времени соответствует позднему палеозою». Как же быть в этом случае с бретонской фазой, которая ранее была включена авторами в эту эпоху и произошла до завершения среднего палеозоя?

Из сказанного приходится сделать вывод, что намеченные в статье критерии разделения циклов и эпох тектогенеза недостаточны для построения подразделений тектонической хронологической шкалы. Видимо, целесообразно говорить (и это широко практикуется) о тектонических эпохах или, как некогда предлагал В. Е. Хаин, об эрах (байкальской, каледонской и т. п.), выраженных определенными ассоциациями геосинклинальных, орогенных и платформенных (плитных) образований (геологических формаций, этажей). Тектонические эпохи имеют глобальное значение, хотя и не изохронны в своих границах. Начало и окончание этих эпох наиболее четко устанавливается в мобильных поясах Земли — геосинклиналях и орогенах — соответственно по возрасту базальных горизонтов геосинклинальных структурных этажей и возрасту верхних горизонтов орогенных образований, свидетельствующих об относительной пенепленизации орогенов. В тех же мобильных поясах эпохи тектогенеза включают фазы складчатости, но не подразделяются на них. Число и время проявления фаз, не имеющих, как правило, широкого распространения (Тектоника Евразии, 1966), специфично для отдельных геосинклинальных и орогенных систем.

Существенное возражение вызывает содержащееся на стр. 7 (цитата была приведена выше) отождествление фаз складчатости с границами хроностратиграфических подразделений (веков, эпох и т. д.). Помимо того, что такое отождествление, несмотря на разъяснение авторов (стр. 6), звучит «ультракатастрофично», оно неверно по существу. Понятие о любом явлении (в данном случае о складчатости) предполагает протяженность во времени и не может соответствовать временной границе. Отожествляя судетскую форму с границей между визейским и намюрским веками, бретонскую фазу с границей девонского и каменноугольного периодов и т. п., мы возвращаемся к взглядам, давно опровергнутым известными работами Д. В. Наливкина (1936), Н. С. Шатского (1937) и В. И. Попова (1938) и не разделяемым в настоящее время даже на родине Г. Штилле.

Недостаточно четким представляется и определение понятий «структурный или складчатый комплекс» и «структурный этаж». Под комплексом, — пишут авторы, — понимается совокупность тектонических структур, осадочных и магматических формаций, образовавшихся в определенный этап развития территории в определенной тектонической обстановке и связанных тем самым единством структурного плана и едиными условиями формирования. Структурные комплексы разделяются региональными угловыми несогласиями. Чаще всего в складчатых областях выделяются геосинклинальные и орогенные комплексы» (стр. 8). Определение структурных этажей, хотя и сформулировано другими словами, но в принципе тождественно. «Это более дробные единицы по сравнению со структурным комплексом, они объединяют собой серии толщ горных пород различного стратиграфического объема, связанных между собой единым структурным планом и специфическими формами тектонических нарушений. Структурные этажи обычно отделяются друг от друга угловыми несогласиями, но иногда лишь перерывами или сменой осадочно-вулканогенных формаций. Каждый структурный этаж отражает определенную стадию тектонической эволюции в пределах площади его распространения» (там же). Сравнивая эти две формулировки, казалось бы, что наиболее существенное различие между структурным этажом и комплексом заключается в следующем: структурные этажи — «более дробные единицы по сравнению со структурными комплексами», но эта часть определения нарушается в последующем тексте. Выделяя «главные складчатые комплексы — основания, главный геосинклинальный и орогенный», авторы пишут, что «они образуют важнейшие элементы самой складчатой области, которые в то же время составляют ее основные структурные этажи» (стр. 11). Тем самым термины структурные этажи («основной») и складчатый комплекс («главный») превращены в синонимы. Второе существенное различие заключается в том, что «структурные комплексы разделяются региональными угловыми несогласиями», а структурные этажи «обычно отделяются друг от друга угловыми несогласиями, но иногда лишь перерывами или сменой осадочно-вулканогенных формаций». Но и этот признак также оказывается недальшим. В краевых и межгорных прогибах Альпийского (Тельская область Атласа, сами Альпы, Большой Кавказ), Урало-Монгольского и других складчатых поясов эпигеосинклинальный орогенный комплекс часто не отделен от геосинклинального ни угловым несогласием, ни явно выраженным перерывом, а фиксируется лишь сменой формаций (переход от флиша к нижней молассе). Об этом на стр. 15 пишут и сами авторы, приводя в пример Восточные Карпаты и Зилаирский синклиниорий Урала. Кроме того, широко известны случаи, когда геосинклинальный комплекс не отделяется угловым несогласием и от комплекса основания (Верхоянская складчатая

система, и в частности Южно-Верхоянский синклиниорий). Следовательно, если мы хотим сохранить оба понятия — структурный комплекс и структурный этаж, нужно установить делящие их признаки и существенно уточнить формулировки. Кроме того, определения этих понятий, являющихся основой тектонической номенклатуры, должны вытекать не только из строения геосинклиналей и орогенных систем, но и из структурных соотношений, существующих на платформах.

Авторы рассматриваемой статьи совершенно правы, отмечая, что не следует отождествлять «понятие геоструктурной области того или иного типа и понятие тектонического режима, господствующего в ее пределах в какой-то промежуток времени» (стр. 6). Однако при рассмотрении структуры коры и отнесения к тому или иному таксону ее основных элементов представляется наиболее правильным именовать их по типам структурных этажей, завершающих геологический разрез. Именно так мы поступаем, выделяя современные геосинклинали, плиты континентальных и океанических платформ и т. п. При рассмотрении современной структурной принадлежности рассматриваемых областей применению этого принципа способствует геоморфологический анализ, позволяющий увязать формирующийся этаж с формоструктурой. Фактически та же операция, правда, без помощи структурной геоморфологии, но с использованием метода актуализма, приводится и при палеотектонических реконструкциях для любого избранного нами этапа. Не применяется этот принцип только при рассмотрении некогда существовавших фанерозойских геосинклиналей, хотя и в этом случае геосинклиналильные структурные этажи перекрыты этапами орогенного, а подчас и платформенного типов. Столь «привилегированный» подход к древним геосинклиналильным сооружениям и приводит к существованию двойного термина «геосинклиналильные складчатые области», и к недопустимому в классификации пересечению понятий «платформа» и «складчатая геосинклиналильная область», благодаря которому один и тот же структурный элемент земной коры относится к двум различным таксонам.

Насколько же удачным является термин «геосинклиналильная складчатая область», сохранившийся в наследство от начальных этапов разработки геосинклиналильной теории? Существуют ли завершившие свое развитие геосинклинали, обладающие неполной складчатой структурой? Примеры неизвестны, если не считать некоторых спорных случаев, указанных на «Карте тектоники докембрия» (1972), в том числе прогиба Наллагайн в Западной Австралии, впрочем, имеющего среднедокембрийский возраст и отнесенного к геосинклиналям, только исходя из его формационного сходства с прогибами саамид. Однако один вещественный признак, учитывая общность седиментации и сквозное распространение однотипных формаций, часто недостаточен для разделения даже таких крупнейших тектонических таксонов, как континенты и океаны.

Существуют ли платформы с регионально развитой линейной складчатостью чехлов? Так же нет, за исключением тех случаев, когда платформенный структурный этаж перекрыт геосинклиналильным этажом и вместе с ним подвергся складчатости и немногих примеров срыва чехла вблизи крупных надвигов (Таджикская депрессия) или его деформаций вблизи границ с геосинклиналильными поясами (Восточная часть Китайско-Корейской платформы, Юрские горы Западной Европы). Наконец, целесообразно ли оставлять только для структур, содержащих в своем составе геосинклиналильные комплексы, термин геосинклиналильная складчатая область, несмотря на то, что они подверглись существенным структурным преобразованиям и наращиванию коры за счет новых орогенных и плитных комплексов? По-видимому, нет как с точки зрения структурного, так и историко-геологического подхода. Ибо вслед за геосинклиналильным развитием и эпигеосинклиналильным орогенезом их дальнейшая эволюция, судя по соотношениям структурных этажей, идет по пути либо формирования структур платформенного типа (плит, щитов), либо повторного орогенеза. Этот второй путь совершенно правильно отмечен авторами статьи на примерах Байкало-Становой и Верхояно-Чукотской областей (стр. 20). Количество подобных примеров может быть значительно увеличено. Таким образом, понятие «складчатый геосинклиналильный пояс» в общей классификации структурных элементов земной коры может быть заменен более точным понятием «орогенный пояс», что и было предложено ранее (Боголепов, 1968, 1971) и отражено в уже упоминавшейся классификации В. Е. Хаинным (1971). Уточнение понятия не препятствует прослеживанию областей разновозрастной складчатости в более молодых орогенных сооружениях или под покровом платформенных чехлов, необходимому для специальных палеотектонических, структурных, металлогенических и прочих исследований, но избавит классификацию от отмеченной выше двойственности.

Следует приветствовать то, что авторы включили в тектоническую номенклатуру орогенные области и пояса. Однако в этом направлении они сделали только первый шаг. Выделяя «эпи-платформенные» (вторичные) орогенные области и пояса», логично выделять и «эпигеосинклиналильные (первичные) орогенные области и пояса». Ранее для обозначения этих понятий нами предлагались более компактные термины «протоорогенные» и «дейтероорогенные» области и пояса (Боголепов, 1968, 1971).

Используя в номенклатуре и классификации основных структурных элементов принцип их выделения по типам верхних структурных этажей, завершающих разрез осадочно-метаморфической оболочки (при рассмотрении современной структуры), или по типам верхних же этажей, завершающих разрез на интересующем исследователя возрастном уровне (при палеотектонических реконструкциях и исследованиях), и учитывая соотношения структурных этажей в построении всей осадочно-метаморфической обо-

лочки, мы, по-видимому, может наметить следующую систему основных структурных элементов зон перехода от океана к континенту и континентов: геосинклинальные области (пояса); орогенные области (пояса), в том числе: а) эпигеосинклинальные (протоорогенные), б) эпиплатформенные (дейтероорогенные); платформы, в том числе: а) «молодые» со складчатым основанием (фанерозойским) преимущественно слабых степеней регионального метаморфизма и б) «древние» со складчатым основанием (дофанерозойским) высоких степеней регионального метаморфизма.

Рассматриваемая статья вызывает и некоторые другие замечания как общего, так и терминологического порядка. Краткие перечислю их.

1. Вряд ли целесообразно введение нового термина «платформобразующая складчатость» (стр. 11). Преобразование геосинклинальной области в орогенную, а затем в платформенную — длительный процесс, который не следует отождествлять с какой-либо фазой складчатости или ставить в зависимость только от процесса складчатости.

2. Утвердившийся в литературе достаточно определенный термин «срединный массив» (Яншин, 1965; Чиков, 1971, и др.) подменяется термином общего пользования «массив». Авторы предлагают подразделять геосинклинальные складчатых областей на «срединные» и «краевые» (стр. 14), отличающиеся друг от друга только по нахождению в той или иной части структуры. Думается, что правильнее сохранить для этого понятия термин «срединные массивы», подразделяя их в случае нужды на «внутренние» и «окраинные».

3. Система краевых структур — краевые швы, краевые выступы и краевые прогибы — отнесена авторами только к «структурам окраин древних платформ на границе с геосинклинальными поясами» (стр. 19), хотя они имеют столь же широкое распространение вдоль границ геосинклинальных и орогенных поясов с молодыми платформами. Кроме того, к этой же категории структурных элементов, видимо, следует отнести периплатформенные (на краях молодых платформ) и перикратонные опускания (Павловский, 1959).

Попытаемся сформулировать некоторые выводы.

1. Представляется, что унифицированную номенклатуру основных структурных элементов земной коры и их классификацию наиболее целесообразно строить, исходя из «логики вещей», т. е. из рассмотрения природных тел, выделение которых может подлежать «проверке опытом и наблюдением» (Вернадский, 1965) и которые, следовательно, отличаются друг от друга не по предполагаемым нами процессам, а по вещественному составу и структуре. В основу классификации должно быть положено пространственное соотношение типовых структурно-вещественных комплексов (в ранге структурных этажей). Номенклатура основных структурных элементов может строиться по наименованиям этажей (геосинклинальных, орогенных, платформенных), венчающих геологический разрез данного структурного элемента. Историко-тектонические реконструкции и генетические гипотезы могут вытекать из классификации, но не являются признаками (за исключением аксиоматических случаев, скажем деления платформ на «древние» и «молодые») для ее построения.

2. Изучение генезиса основных структурных элементов коры и их совокупности представляет собой самостоятельную и чрезвычайно важную задачу науки. Возможна и даже необходима на всех стадиях исследования разработка вариантов генетических классификаций. Но время для построения унифицированной классификации подобного типа еще не настало. Ее создание требует дальнейшего, комплексного исследования глубинных и внутрикоровых геологических процессов путем увеличения точности существующих и разработки новых, в первую очередь геохимических и геофизических методов. К тому же, если мы ясно представляем себе, что такое генезис минералов и горных пород, хотя и не знаем многих деталей минералообразования, то понятие «генезис геологических тел субпланетарного уровня, т. е. уровня основных структурных элементов земной коры, еще требует разработки. В этом одна из причин того, что генетические задачи часто подменяются или отождествляются с задачами историко-тектоническими. Этим же определяется запутанность понятийной основы тектоники и отсутствие четкости в ее терминологии.

3. Мы должны быть благодарны группе ученых — авторов рассмотренной статьи, принявших на себя большую и трудоемкую миссию усовершенствования «тектонического языка». Нет сомнения в том, что дальнейшие коллективные работы по уточнению понятий приведут к созданию унифицированной номенклатуры и классификации основных подразделений земной коры, столь необходимых для теоретической и практической геологической деятельности. Представляется, что эта классификация должна будет охватить не только осадочно-метаморфическую оболочку, но и весь объем земной коры, и что в конечном счете она будет основываться на комплексе не только геологических, но и его геофизических данных. Рассмотренная статья — один из шагов в этом направлении, хотя в ней следует видеть не столько разрешение сложных терминологических проблем, сколько их постановку. Сейчас при разработке номенклатуры основных структурных подразделений более чем когда-либо полезно вспомнить индуктивный — бэконовский метод исследования и ограничить в «геологическом сознании» власть генезиса (к сожалению, обратившегося в подобие «призрака площади» по Ф. Бэкону) до тех пор, пока он не обрстет более зримой плотью эмпирически установленных истин и не сможет стать реальной основой построения самостоятельной генетической классификации.

Литература

- Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 9.
- Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли с связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5.
- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пуцаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А.* Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Боголепов К. В.* О двух типах орогенеза.— Геол. и геофизика, 1968, № 8.
- Боголепов К. В.* О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В сб.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Ван Беммелен Р. У.* Развитие мегааундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.— В сб.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.
- Карта тектоники докембрия континентов. Под ред. Ю. А. Косыгина. Объяснительная записка. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Наливкин Д. В.* Несогласие и складчатость.— В сб.: Академику В. И. Вернадскому, т. 2. Изд-во АН СССР, 1936.
- Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12.
- Полов В. И.* О непрерывности тектонических движений. Изд-во Ком. наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б.* Возможный механизм образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
- Тектоника Евразии (под ред. А. Л. Яншина). М., «Наука», 1966.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника, т. I. М., «Недра», 1971.
- Чиков Б. М.* Типы срединных массивов Тихоокеанского пояса (опыт классификации).— Геотектоника, 1971, № 5.
- Шатский Н. С.* О неокатастрофизме.— Прobl. сов. геологии, 1937, т. VII, № 7.
- Шатский Н. С.* О геологических формациях. Избранные труды, т. 3. М. «Наука», 1965.
- Яншин А. Л.* Проблемы срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, № 5.

Институт геологии и геофизики
Новосибирск

Статья поступила
4 апреля 1973 г.



ПАМЯТИ Ю. М. ШЕЙМАННА

4 апреля 1974 г. после непродолжительной тяжелой болезни скончался один из выдающихся геологов нашей страны, заслуженный деятель науки РСФСР, доктор геолого-минералогических наук Юрий Михайлович Шейнманн. С его смертью наука потеряла талантливое своего представителя, ученого, искавшего и нашедшего собственный научный путь, во многом новый, не похожий на путь других ученых.

Юрий Михайлович родился 17 июня 1901 г. в Киеве в семье юриста. В 1907 г. семья переселилась в Баку, а в 1916 г. — в Петроград, где в 1918 г. Ю. М. Шейнманн окончил среднюю школу. В том же году он поступил в Петроградский университет на физико-математический факультет. Однако вскоре тяга к геологии оказалась сильнее всего остального, в 1921 г. Ю. М. Шейнманн перевелся в Горный институт, который и закончил в 1927 г.

Геологическую работу он начал, будучи студентом первых курсов — в качестве младшего научного сотрудника Геологического комитета, где с 1923 г. занимался ископаемыми мшанками, опубликовав о них две статьи, — первые свои печатные работы. Студентом же он приступил к исследованиям Восточного Забайкалья (1926 г.). Живой интерес к геологии Забайкалья был сохранен на всю жизнь, хотя непосредственно в этом регионе и в сопредельных с ним Ю. М. Шейнманн непрерывно проработал сравнительно недолго — до 1932 г.

Исследования Забайкалья оказались чрезвычайно важными для формирования личности молодого ученого, потому что именно здесь впервые возник интерес к тектонике, никогда уже с тех пор не затухавший. Полевые работы ряда последующих лет, протекавшие в Западном Тянь-Шане, снова в Забайкалье и в Восточном Тянь-Шане (в Синьцзяне), существенно укрепили этот интерес, а также углубили знания в области тектоники. К 1936—1938 гг., когда Ю. М. Шейнманн работал ученым секретарем подготовительной комиссии по проведению XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Москве в 1937 г., Ю. М. Шейнманн был уже зрелым, сложившимся исследователем.

Среди работ этого периода особо следует отметить высказанное им в 1937 г. предположение о принципиальных различиях геологической истории крупных сегментов земного шара. Он выделил три таких сегмента — Атлантический, Тихоокеанский и Южный. Это было сделано на 12—13 лет позднее известного высказывания В. И. Вернадского о диссимметрии Земли, выделившего на ее площади два сегмента — Тихоокеанский и Атлантический, но на много лет раньше, чем сходные соображения начали публиковать тектонисты.

Затем последовал период жизни Ю. М. Шейнманна, во время которого он занимался исследованием геологического строения и структур севера Сибирской платформы, условиями возникновения траппового вулканизма и петрологическими признаками рудоносности трапповых интрузий, а также щелочно-ультраосновным магматизмом и карбонатитами Сибирской платформы. Именно в этот период, который Шейнманн в своей автобиографии датирует 1939—1947 гг., появился и все больше стал укрепляться в его творчестве интерес к вопросам петрологии.

В 1946—1947 гг. Юрий Михайлович впервые обратился к проблеме щелочного магматизма и тогда же выделил на севере Сибирской платформы новую для СССР петро-

графическую провинцию. Позднейшие работы по щелочным породам других областей Советского Союза и зарубежных территорий позволили Шейнману обосновать существование самостоятельной магматической формации щелочно-ультраосновного состава, которая, по его мнению, связана с платформенными структурами.

Эти работы были органически сплетены с более общими исследованиями вулканизма платформ, соотношениями базальтовых и щелочно-ультраосновных комплексов и главнейших особенностей развития структур континентов. Фактическим материалом по петрографии, петрологии геологии рудных месторождений, строению складчатых поясов разного возраста для Ю. М. Шейнманна на этот раз служила обширная область северо-востока СССР, где он проработал до начала 50-х годов. Позднее появился материал по Туве и Восточному Саяну.

Полученные при этих работах данные и их теоретическое осмысление оказались существенными при проведении производственными геологоразведочными организациями поисков полезных ископаемых, связанных с породами описанных формаций.

С 1954—1955 гг. творчество Ю. М. Шейнманна неуклонно пошло круто вверх. Именно к этому последнему 20-летию жизни относятся самые интересные и важные его высказывания, самые яркие публикации, самые значительные теоретические построения.

В многочисленных работах 1956—1960 гг. он рассмотрел геологические, петрографические и металлогенические особенности большой и сложной группы щелочных пород, сделал это на основе разработанной им же систематики типов структур земной коры. Выделив несколько генетически различных формаций щелочных пород, описав их структурную локализацию и условия формирования, а также металлогению, Ю. М. Шейнманн наметил главные пути щелочного магмообразования в земной коре.

Этими работами были значительно развиты наши представления о геологии и петрологии группы щелочных магматических формаций, с которыми связаны крупные месторождения ряда полезных ископаемых (редкие металлы, железо, апатит, нефелин и др.) Для самого Юрия Михайловича исключительно важное значение указанных исследований заключалось в том, что позволило ему на хорошо теоретически обоснованном уровне перейти к более общим проблемам магматизма и его связи с тектоникой.

В это же время он много работал и по вопросам собственно тектоники. Рассмотрев соотношение древних платформ (складчатый фундамент которых сложен докембрийскими породами) с окружающими их складчатыми поясами разного возраста, он пришел к выводу о наличии принципиальных отличий строения всех древних платформ от всех сходных с ними сооружений более молодого возраста. Эти отличия заключаются в отсутствии всякой связи структур фундамента древних платформ со структурами прилежащих складчатых поясов, тогда как для так называемых молодых платформ подобные связи многочисленны и отчетливы. Поэтому Ю. М. Шейнманн предложил назвать эти последние сооружения не молодыми платформами, а областями завершенной складчатости.

В ряду указанных исследований находится и работа о возрасте древних платформ. По мнению Ю. М. Шейнманна, платформы северного полушария возникли до верхнепротерозойского времени, а южного — после этого времени, вследствие чего в платформах Гондваны верхнепротерозойские толщи входят в состав их складчатого фундамента.

Продолжая и дальше (1961—1967 гг.) работать над вопросами связи тектонических и магматических явлений, Ю. М. Шейнманн пришел к некоторым новым выводам о закономерностях размещения главных типов магматических пород в различной структурной обстановке. Разработав новую классификацию магм, он разделил их на две главные группы — коровых гранитоидных и мантийных базальтовых и ультраосновных магм. При этом подчеркивалось, что магмы первого типа испытали регенерацию в сиалическом слое; магмы же второго типа представляют продукт плавления мантийного вещества — частичного (основные магмы) или полного (ультраосновные).

Развивая далее эти положения, он предложил объяснение причин появления двух типов базальтовых магм — толеитового и оливин-базальтового. Толеитовые магмы представляют собой жидкость, очищенную на глубине около 60 км от недоплавленных кристаллов; дифференциация ее происходит близ поверхности. Оливин-базальтовые магмы обогащены щелочами и обеднены кремнекислотой вследствие кристаллизационной дифференциации в интервале глубин 30—50 км; на поверхности они способны давать базальтовую и трахитовую ветви дифференциатов.

Во второй половине 60-х годов Ю. М. Шейнманн выдвинул и разработал представление о своеобразной глубинной структуре — тектонофере, уходящей на сотни километров в глубь Земли и определяющей появление и развитие геосинклиналей. Существование таких структур и роль их в выносе из глубины больших количеств энергии он подтверждал зонами глубокофокусных землетрясений под современными геосинклиналями и особенностями магм этих последних.

В проблеме связи магмообразования с тектоникой Ю. М. Шейнманн различал два типа такой связи — внегеосинклиальный и геосинклиальный. В первом случае, по его мнению, формирование магматических расплавов было обусловлено нарушением термодинамической обстановки в пределах волновода в зонах глубинных разломов; эти процессы происходят без добавочных порций внутренней энергии. Во втором случае процессы магмообразования надо полагать приуроченными к зоне тектонофера

(тектогену), уходящей в мантию; на поверхности она локализована в островных дугах и в геосинклиналях и характеризуется как область с огромным притоком глубинной энергии и в тепловой форме (магмообразование) и в механической (тектонические движения).

Общую характеристику своих представлений по рассматриваемым проблемам Ю. М. Шейнманн изложил в книге «Очерки глубинной геологии», изданной в 1968 г. Книга быстро получила широкую известность у нас в стране, а также за рубежом, — она была переведена на английский язык в США и на японский — в Японии.

В самые последние годы своей жизни Шейнманн начал уделять все большее внимание экспериментальным опытам в проблеме образования основных магм. При воспроизведении условий зарождения этих магм удалось добиться несомненных успехов. Были все основания предполагать получение в будущем новых данных в этой проблеме, которые пролили бы свет на природу физико-химических процессов, ведущих к магматическому многообразию. Смерть Юрия Михайловича оборвала эти начинания...

Наряду с исследованиями по проблеме «магма — тектоника». Ю. М. Шейнманн продолжал в последние годы жизни заниматься и вопросами общей и теоретической тектоники. Он предпринял самостоятельную детальную проверку обоснованности и достоверности палеомагнитных данных как показателей крупных горизонтальных перемещений и пришел к выводам, значительно отличающимся от распространенных в геологической литературе и геологической практике. Это, равно как и критическое рассмотрение ряда других сторон современных мобилистских воззрений, позволило Шейнманну выступить с интересной работой «Новая глобальная тектоника и действительность», опубликованной в двух выпусках геологического отдела Бюллетеня Московского общества испытателей природы, — № 5 за 1973 г. и № 1 за 1974 г. По жестокой прихоти судьбы второй из выпусков своей статьи Юрий Михайлович увидел напечатанным уже в больнице, всего за несколько дней до смерти.

Ю. М. Шейнманн был чрезвычайно общительным ученым, не только не державшим в секрете своих представлений и соображений, но, наоборот, стремившимся познакомиться с ними как можно большее количество геологов, с которыми он встречался. У него была щедрая душа. Он не обижался, если другие геологи не упоминали о нем в своих статьях, как об авторе описываемого ими открытия или предположения. Это же не важно, — говорил Ю. М. Шейнманн, — что они не сказали обо мне. Важно то, что открытое мной явление, предложенный мной термин вошли в обиход, взяты на вооружение. Это, однако, нисколько не мешало ему самому скрупулезно упоминать и цитировать своих предшественников.

Наряду с такой личной скромностью (многим людям она может показаться явно чрезмерной) для Юрия Михайловича было характерно чувство большого достоинства и большой ответственности ученого. Эту позицию он занимал всюду и всегда.

В научном наследии Ю. М. Шейнманна мы видим много интересных описанных им фактов, много высказанных смелых предположений, много теоретических выкладок, то вполне обоснованных, то лишь начерно намеченных. Краткая характеристика его роли в науке хорошо сделана в рукописном отзыве о его научной деятельности, принадлежащем акад. Ю. А. Кузнецову. Там говорится: «Ю. М. Шейнманн — выдающийся ученый, с которым мало кто может сравниться по эрудиции, широте интересов и по глубине разработки затрагиваемых проблем. Привлекают в нем удивительная свежесть мысли, непрерывная эволюция и совершенствование своих взглядов, редкое трудолюбие и продуктивность».

Всю свою жизнь Ю. М. Шейнманн провел в поисках — он был подлинным естествоиспытателем и обращался к природе с вопросами по поводу самых различных ее проявлений. Ответы, которых он добивался неустанным трудом и талантом, делают ему честь как исследователю, как ученому. Таким Юрий Михайлович и останется в памяти всех, кто его знал.

*Редакционная коллегия
журнала «Геотектоника»*

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Сафронова Т. И.*

Сдано в набор 7/V-1974 г. Т-12010 Подписано к печати 20/VI-1974 г. Тираж 1970 экз.
Зак. 4139. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 9,8. Бум. л. 3¹/₂. Уч.-изд. листов 10,9

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

ПРЕДЛАГАЕМ ВАШЕМУ ВНИМАНИЮ
КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ВОПРОСЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ. Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве, 1964, 136 стр. 1 р. 17 к.

Гзовский М. В. ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ И ТЕКТОНИКА БАЙДЖАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ. Ч. 3 и 4. 1963. 543 стр. 3 р. 37 к.

Девяткин Е. В. КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И НЕОТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ. Труды Геологического института. Вып. 126. 1965. 244 стр. 1 р. 55 к.

Ламакин В. В. НЕОТЕКТОНИКА БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ. Труды Геологического института. Вып. 187. 1968. 248 стр., 9 вкл. 2 р. 28 к.

Разницын В. А. ТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО ТИМАНА. 1968. 221 стр. 2 р. 01 к.

Руженцев С. В. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОГО ПАМИРА И РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЕГО АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ. Труды Геологического института. Вып. 192. 1968. 203 стр. 1 р. 88 к.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. Совместная Советско-Монгольская геологическая экспедиция. 1970. 148 стр. 1 р. 47 к.

для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.



1-12
70228
МАКАРЬЧЕВА Т. П.
ПЕСОЧНИЦ СЕР 3-42
В 232