

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

1991

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н.А. ШИЛО

*Ю.А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А.Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г.Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю.И. Бакулин*, *Ч.Б. Борукаев*, *Г.М. Власов*, *А.А. Врублевский*, *В.А. Красилов*, *Н.И. Лаврик*, *В.Г. Моисеенко*, *Л.И. Попеко*, *О.В. Равдоникас*, *А.Е. Радкевич*, *В.В. Ревердатто*, *К.Ф. Сергеев*, *А.А. Сидоров*, *И.К. Туезов*, *В.Н. Шарапов*

---

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65,  
ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50  
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18,  
СО издательства "Наука". Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*  
Мл. редактор *М.А. Языкова*  
Художественный редактор *М.Ф. Глазырина*  
Технический редактор *А.В. Сурганова*  
Корректоры *И.А. Абрамова*, *Г.И. Шведкина*

Сдано в набор 05.10.90. Подписано к печати 18.01.91.  
Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2.  
Высокая печать. Усл. печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14.  
Уч.-изд. л. 15. Тираж 497 экз. Заказ № 410. Цена 2 р. 70 к.  
Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
"Наука", Сибирское отделение.  
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.  
4-я типография издательства "Наука".  
630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

№ 1, 1991

## СОДЕРЖАНИЕ

Ерохов В. В. Электропроводность верхней мантии Тихого океана . . . . .	3	Плотников Л. М., Македон И. Д., Васильев В. М. Математическое моделирование структур сложноскладчатых систем с помощью ЭВМ . . . . .	100
Кеппежинкас П. К., Савичев А. Т. Геохимическая стратификация и эволюция раннеостроводужных магматических камер . . . . .	12	<i>КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Андреев А. А., Воробьев В. М. О тектонике Охотоморского региона в свете геомагнитных данных . . . . .	27	Зимин С. С., Юдин А. М., Гайденок С. В., Чубаров В. М., Кириухина Н. И. Находки роговиков в Усть-Бельском массиве гипербазитов Северо-Востока СССР . . . . .	111
Ермаков В. А. Происхождение Курильской глубоководной котловины . . . . .	34	Бехтольд А. Ф., Квасов А. И., Перепелица В. В. Геохимия редкоземельных и фемафильных элементов в вулканических породах Ново-Гебридского желоба . . . . .	115
Соболев Р. Н., Чунг Х., Туан Д. Ч., Ряховский В. М., Старостин Г. М. Эволюция химического состава гранитоидных комплексов юго-восточной части Индосинийского массива (Южный Вьетнам) . . . . .	50	Иванов Г. И. О возможной нефтегазоносности кольцевых массивов северо-восточного склона Алданской антеклизы . . . . .	119
Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным . . . . .	59	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Игнатьев В. А. Тектоника Китевеимского каньона (Западная Чукотка) . . . . .	68	Тузев И. К. О статье Ю. А. Косыгина «Земля и время» . . . . .	122
Гоневчук Г. А., Гоневчук В. Г. Особенности состава интрузивных пород Мопауского рудного узла (Северный Сихотэ-Алинь) как критерий его оловоносности . . . . .	72	<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
Орлова М. П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) . . . . .	80	Иван Николаевич Говоров (к 70-летию со дня рождения) . . . . .	125
Красилов В. А. Очерк ротационной геодинамики . . . . .	89		
Шлезингер А. Е. Геосинклиальные бассейны и бассейны Мирового океана . . . . .	96		

## CONTENTS

<b>Yerohkov V. V.</b> Electric conductivity of the Pacific ocean upper mantle . . . . .	3	<b>Shlezinger A. Ye.</b> Geosynclinal basins and the basins of the World ocean . . . . .	96
<b>Kepezhinskas P. K., Savichev A. T.</b> Geochemical stratigraphy and evolution of the early-island arc magmatic chambers . . . . .	12	<b>Plotnikov L. M., Makedon I. D., Vasiliev V. M.</b> Mathematical computer modelling of the structures of composite-fold systems . . . . .	100
<b>Andreev A. A., Vorobiyov V. M.</b> Tectonics of the Okhotsk Sea region in the light of geomagnetic data . . . . .	27	<i>BRIEF AND PRELIMINARY COMMUNICATIONS</i>	
<b>Yermakov V. A.</b> The origin of the Kuril deep-sea basin . . . . .	34	<b>Zimin S. S., Yudin A. M., Gaidenko S. V., Chubarov V. M., Kiryukhina N. I.</b> Hornfels finds in the Ust-Belsky hyperbasite massif of the USSR North-East . . . . .	111
<b>Sobolev R. N., Chung H., Tuan D. Ch., Ryakhovskiy V. M., Starostin G. M.</b> Evolution of chemical composition of the granitoid complexes, south-eastern part of the Indosinian massif (South Vietnam) . . . . .	50	<b>Behtol'd A. F., Kvasov A. I., Perepelitza V. V.</b> Geochemistry of rare-earth and femafilic elements in volcanic rocks of Hew Hybrids trench . . . . .	115
<b>Moroz Yu. F.</b> The structure of the Kamchatka sedimentary-volcanogenic cover from geophysical data . . . . .	59	<b>Ivanov G. I.</b> Possible oil and gas presence in the ring massifs of the north-eastern slope, Aldan anticline . . . . .	119
<b>Ignatiev V. A.</b> Tectonics of the Kitepveemsky region (West Chukotka) . . . . .	68	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
<b>Gonevchuk G. A., Gonevchuk B. G.</b> Specific features of the intrusive rocks composition of the Mopausky major ore zone (North Sikhotealin) as the criterion of the presence of tin there . . . . .	72	<b>Tuezov I. K.</b> On Yu. A. Kosygin's paper "Earth and time" . . . . .	122
<b>Orlova M. P.</b> Geologic structure and genesis of the Kondyor ultramafite massif (Khabarovsk Territory) . . . . .	80	<i>JUBILEES</i>	
<b>Krasilov V. A.</b> Comment on rotation geodynamics . . . . .	89	<b>Ivan Nicolaevich Govorov</b> (to the 70-th anniversary) . . . . .	125

УДК 550.837(26)

В. В. Ерохов

## ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Проанализированы результаты морских электромагнитных зондирований в бассейне Тихого океана. Установлен ряд закономерностей в изменении геоэлектрических параметров проводящих слоев в зависимости от абсолютного возраста и глубины их залегания.

Морские электромагнитные зондирования (ЭМЗ) являются одним из самых молодых методов, дающих информацию о состоянии глубинного вещества и характере его залегания.

Многочисленные исследования, например, [4, 6], показывают, что практически любые процессы, происходящие в Земле, в различной степени приводят к изменению удельного сопротивления отдельных участков или слоев недр. Возникающий контраст электрических свойств и является объектом изучения методами ЭМЗ.

На акватории Тихого океана первое морское ЭМЗ было проведено в 1966 г. в 600 км от побережья США [24, 38].

К настоящему времени в бассейне Тихого океана произведено несколько десятков результативных ЭМЗ по четырнадцати экспериментам; однако, опубликованных результатов значительно меньше.

В предыдущие годы вышел ряд работ, посвященных обзору результатов экспериментальных электромагнитных исследований по изучению глубинной структуры электропроводности [17, 26, 34]. Тем не менее, эти работы не охватывают всей имеющейся информации и не дают целостной картины современного состояния ЭМЗ в этом регионе.

Поэтому представляется важным и актуальным проанализировать имеющиеся материалы для изучения основных закономерностей распределения глубинной электропроводности в различных тектонических регионах.

**Исходная информация.** В таблице в хронологическом порядке приводятся основные сведения о географическом положении точек зондирования, их результативная часть, касаю-

Предложена модель нормального распределения электропроводности в верхней мантии Тихого океана. Показано различие геоэлектрического строения активных и пассивных океанических окраин.

щаяся выделенных проводящих слоев, и краткое описание экспериментов со ссылкой на первоисточник (оригинал). В таблице сведены все известные опубликованные результаты зондирований на акватории Тихого океана, его окраинных морей по состоянию на 1988 г., результаты МТЗ на о. Минами-Дайто, а также отдельные зондирования в Атлантическом и Индийском океанах. Кроме того, в работе рассмотрены некоторые результаты проекта EM SLAB (1985—1986).

Географическое положение зондирований приведено на рис. 1. Номера и символы обозначенных точек соответствуют таблице.

Независимо от методов ЭМЗ, их разрешающей способности, особенностей первичного материала и имеющейся интерпретации при дальнейшем обсуждении результаты экспериментов принимаются равноценными, так как обсуждение этих вопросов требует отдельного изучения и не входит в задачу данной работы. Тем не менее, это обстоятельство следует иметь в виду.

В основу таблицы и последующего анализа положена интерпретация, данная в оригинальных работах (см. таблицу), кроме отдельных случаев, оговоренных особо.

В таблице, в основном, сохранены «имена» зондирований, что значительно облегчит работу с использованной литературой.

Возраст коры в точках зондирований, в случае отсутствия его в использованном источнике, брался из карты [18].

В целом, зондированиями охвачены практически все основные тектонические элементы дна Тихого океана и его окраин, от самых молодых (0,8 млн лет) до самых древних (150 млн лет) участков дна, от шельфовых

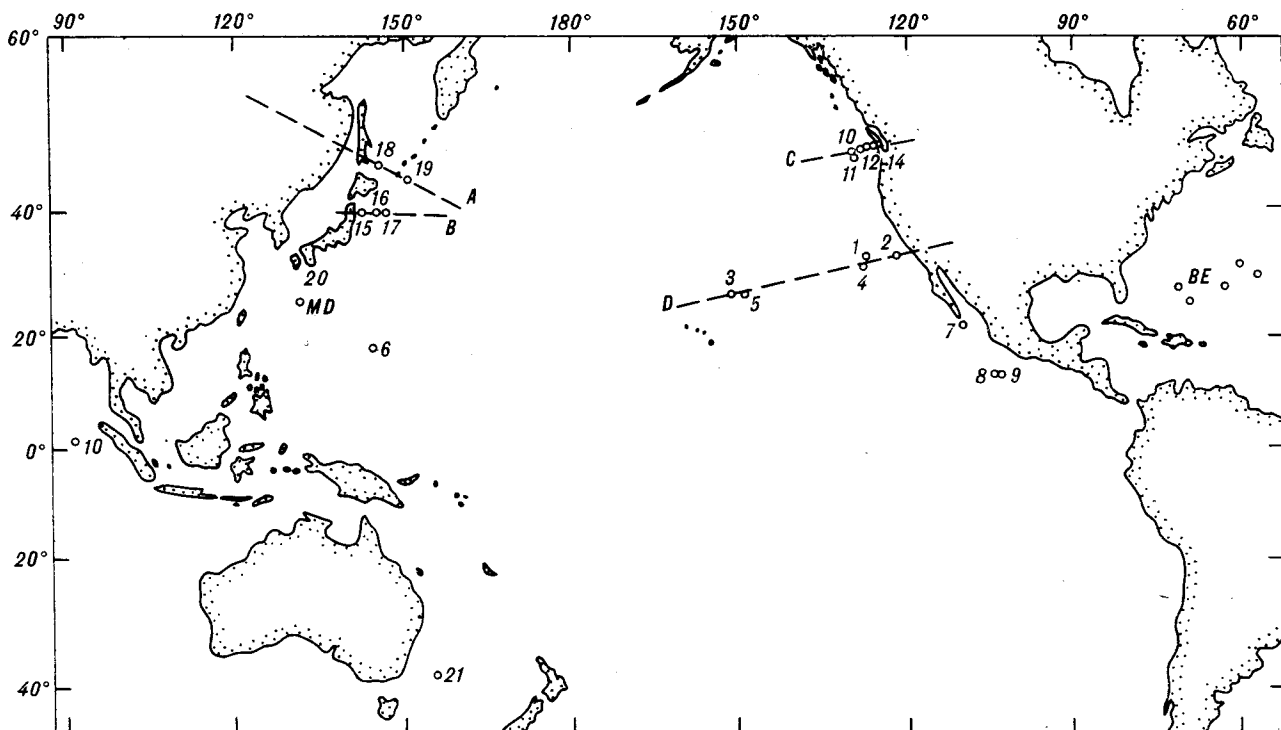


Рис. 1. Географическое положение точек электромагнитных зондирований.

(0,2 км) до абиссальных (5,7 км) областей.

**Анализ данных.** Опубликованные данные по результатам электромагнитных зондирований на акватории Тихого океана и сопредельных участках суши позволяют построить ряд геоэлектрических разрезов (см. рис. 1). Разрезы построены на основании опубликованных данных, как сведенных в таблице, так и оговоренных особо на каждом разрезе. Результаты зондирований даны в виде вертикальных столбиков с указанием верхней и нижней границ, если последняя определена. Цифрами обозначены удельные сопротивления соответствующих проводящих слоев (в Ом · м).

Профиль А (рис. 2) пересекает всю зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Главная характерная черта его — наличие подъема проводящих слоев под Сахалином и Курилами и существование промежуточного проводящего слоя на глубине 30—60 км под глубоководной Южно-Охотской котловиной. Этот промежуточный слой, в отличие от верхнего проводящего слоя о. Сахалин, имеет некоровую природу и не связан с нижележащей астеносферой. Возможность существования отдельных изолированных глубоких проводящих линз обсуждалась неоднократно, например, в [7, 15]. Существование такой структуры в Южно-Охотской впадине подтверждается рядом других независимых геофизических методов [8, 10, 16].

В сопредельных океанических районах (зондирование 19 профиля А и 16, 17 — профиля В) наличие промежуточных слоев не установлено, что свидетельствует о различии глубинного строения глубоководной впадины и окраинного океанического вала.

Аналогичная картина наблюдается на профиле В (см. рис. 2), расположенном южнее. Здесь, как и на профиле А, обнаружен подъем проводящих слоев под островной дугой и более глубокое их положение под Японским морем и Тихим океаном. Однако следует отметить, что, по данным Рикитаки [45], наблюдается погружение проводящего слоя с глубины 40—50 км под западным побережьем о. Хонсю до 200 км — под восточным побережьем. Это распределение электропроводности, полученное в результате анализа магнитовариационных аномалий, наблюдаемых на сети стационарных обсерваторий, отражает обобщенную структуру положения проводящего основания под Японской дугой. Данные же, представленные на профиле В [44], полученные методом магнитотеллурического зондирования, характеризуют локальные геоэлектрические структуры, привязанные к конкретным участкам суши.

Аналогичные результаты получены на юге о. Хонсю [47], где выявлен локальный вертикальный подъем проводящих масс до глубин 20 км с глубины 70 км, где расположена верхняя кромка проводящего основания.

Результаты морских электромагнитных зондирований

Номер зондирования	Название точки, координаты	Глубина моря, км	Возраст коры, 10 <sup>6</sup> лет	Положение проводящего слоя, км	$\rho_{\text{min}}$ , Ом·м	Суммарная проводимость, См·10 <sup>3</sup>	Описание эксперимента: год проведения, метод зондирования, аппаратура, длительность регистрации и др.	Источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	SF: 32°46'N 127°07'W	4,4	30	70—100 *	2	2,5	Эксперимент 1966 г., установлено 4 ЭВС и МВС, регистрация — 25 суток, МТЗ.	24
2	SMB: 32°38'N 120°26'W	3,7	18	25—?	—	—	Эксперимент 1967—1970 гг., установлено 12 приборов, регистрация — 30 суток, МВЗ.	33
3	STIII: 26°36'N 151°10'W	5,5	72	140—220, 320—?	16	3,5	Эксперимент 1976 г., МТЗ	28
4	SFRev: 31°18'N 128°20'W	4,5	30	85—130, 250—?	10	4,0	Эксперимент 1976 г., МТЗ	27
5	T2: 27°16'N 149°37'W	5,7	60	160—260	2	—	Эксперимент 1976 г., МТЗ, регистрация — 21 сутки	20
6 **	18°06'N 144°32'E	3,8	150	400—?	10	—	Эксперимент 1978 г. по программе SEATAR, МТЗ, установлено 4 МВС и ЭВС в двух точках.	29
7	21°36'N 109°56'W	3,2	3	30—70 200—?	30	1,3	Эксперимент 1979 г., МТЗ, установлено семь станций поперек оси спрединга	26
8	St1: 12°07'N 103°30'W	3,0	0,8	20—35, 80—150, 250—?	12 7	1,3 10	Эксперимент 1979 г., МТЗ, 35 км от оси спрединга	25
9	St2: 12°19'N 102°47'W	3,1	2,7	20—35, 75—150, 300—?	20 20 0,5	0,75 3,75	Эксперимент 1979 г., МТЗ, 120 км от оси спрединга	25
10	S1: 47°10'N 129°46'W	2,7	1,0	40—90, 170—?	5	1,7	Эксперимент 1980 г., МВЗ, 20 км от хр. Хуан-де-Фука, регистрация — 12 сут.	39
11	S2: 46°55'N 129°90'W	2,8	0,8	55—80, 130—?	5	4,0	Эксперимент 1980 г., МВЗ, 40 км от оси хр. Хуан-де-Фука, регистрация — 12 суток	39
12	S1: 47°20'N 127°48'W	3,7	2,5	30—90	10	6,0	Эксперимент 1981 г., МВЗ, три морских и 15 наземных станций в зоне сочленения плиты Хуан-де-Фука и о. Ванкувер.	22
13	S2: 47°46'N 126°42'W	2,2	5,0	40—100	10	6,0	То же	22
14	S3: 48°13'N 125°40'W	0,2	7,0	55—115	10	6,0	»	22
15	S <sub>1</sub> : 39°28'N 143°19'E	2,4	150	100—?	4	—	Эксперимент 1981 г., МТЗ, в шести точках профиля, пересекающего желоб, установлено 24 прибора	50
16	S <sub>2</sub> : 39°30'N 145°20'E	5,4	125	180—?	6	—	То же	50
17	S <sub>3</sub> : 39°30'N 147°01'E	5,2	124	120—?	8	—	»	50
18	GS1: 46°12'N 146°05'E	3,3	70	30—55 120—150	2	10	Эксперимент 1982 г., ГМВЗ, регистрация — 5 суток, две МВС	9
19	GS2: 42°24'N 148°48'E	5,2	115	120—150	2	15	Эксперимент 1982 г., ГМВЗ, регистрация — 5 суток, две МВС	9
20	J9: 33°20'N 133°11'E	3,0	25	30—70	10	4,0	Эксперимент 1982—1984 гг., МВЗ, установлены 7 донных МВС и 21 сухопутная	47
21	TP4: 37°33'S 155°58'E	4,5	60	100—?	—	—	Эксперимент 1983—1984 гг. по проекту TP5ME, МТЗ, установлено 6 донных станций на ПР, секущем Тасманово море	23
MD	MD: 25°54'N 131°30'E	—	60	100—?	2	—	Эксперимент 1980 г., МВЗ на острове Minami-Daito, три станции	35
BE1	St5: 27°51'N 70°40'E	5,5	150	75—?	3	7,5	Эксперимент 1973 г. по проекту MODO, МТЗ, пять донных станций в Саргассовом море	21
BE2	St20: 27°09'N 69°31'W	5,5	140	75—120, 200—?	2	7,5	То же	21
BE3	SFA: 28°01'N 63°00'W	5,5	110	70—100	10	3,0	»	43

1	2	3	4	5	6	7	8	9
BE4	SFC: 30°00'N 56°31'W	5,5	81	70—100	10	3,0	»	43
10	GS3: 01°39'N 91°08'W	5,2	90	65—?	—	—	Эксперимент 1983 г., ГМВЗ, две МВС в северной части Индийского океана	9

Примечание. \* Интерпретация Л. Л. Ваньяна и др. [4]. \*\* Результаты второго зондирования проекта SEATAR (18°06'N, 146°45'W) аналогичны приведенным.

На рис. 3 представлено два профиля, относящихся к восточной части Тихого океана. Их отличительной чертой является спокойная структура распределения электропроводности при переходе через границу океанической и континентальной плит.

На профиле С хорошо видно погружение проводящего слоя под континент, согласно с погружением самой плиты. Аналогичная картина зоны перехода была получена по результатам проекта EM SLAB [46], район работ которого расположен несколько южнее (45—46°). Единственный возмущенный участок профиля — область хр. Хуан-де-Фука, где можно предположить резкое поднятие проводящих слоев до глубины нескольких километров по аналогии с результатами эксперимента в районе Тихоокеанского поднятия [25], в котором исследована структура распределения электропроводности при пересечении оси спрединга.

Профиль D (см. рис. 3) протягивается от побережья Северной Америки почти до Гавайских островов. Он значительно менее детальный по сравнению с профилем С, но отражает наиболее общие черты пространственного поведения проводящих структур под дном океана. Отсутствие явно выраженного погружения проводящего слоя под континент на профиле D объясняется следующими соображениями: разреженностью данных по прибрежному участку профиля и, возможно, большей погрешностью определения положения проводника в точке 2 вследствие того, что в задачи этого эксперимента не включалось определение его глубины и производилась только ориентиро-

вочная оценка вертикального распределения электропроводности. Хотя, с другой стороны, учитывая разрезы по профилю С и упомянутые результаты проекта EM SLAB, можно предположить, что проводники, установленные по результатам зондирований 1,4 и М, являются одним погружающимся слоем, а по результатам 2 и BR — другим.

В целом представленные разрезы хорошо отражают структуру восточной и западной зон перехода от континентов к Тихому океану, выявляя их сходство и отличия. Сходство состоит в подтверждении электромагнитными данными факта погружения океанической плиты под континент, а отличия — в разном характере этого погружения в соответствии с представлениями об активных (западных) и пассивных (восточных) окраинах океана.

Представляется интересной и важной попытка установить на основе имеющейся информации некоторые закономерности положения проводящих слоев в верхней мантии Тихого океана, оценить изменчивость их параметров с точки зрения концепции «утолщающейся» литосферы, получившей в последнее время распространение и давшей основу для количественных подходов к пониманию всех физических проявлений реальных геологических процессов [36, 49]. Исходя из этой концепции, были установлены определенные закономерности в распределении электропроводящих структур в разрезе морского дна [40, 41] и по-новому рассмотрены их количественные характеристики: удельное сопротивление, суммарная продольная проводимость, глубина залегания [26, 34, 41].

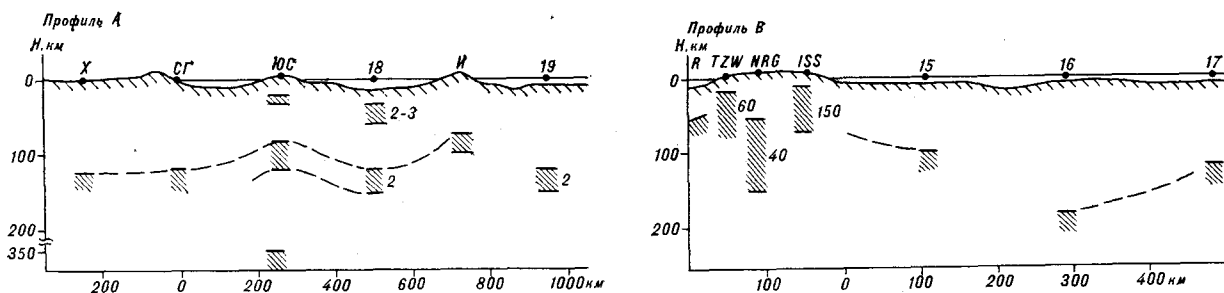


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы по профилям А, В.

Источник информации: X — Хабаровск [2], СГ — Советская Гавань [14], ЮС — Южно-Сахалинск [3], И — о. Итуруп [1], 18, 19 — [9]. TZW, NRG, ISS — о. Хонсю [44], 15, 16, 17 — [50], R — восточное побережье Японского моря [45].



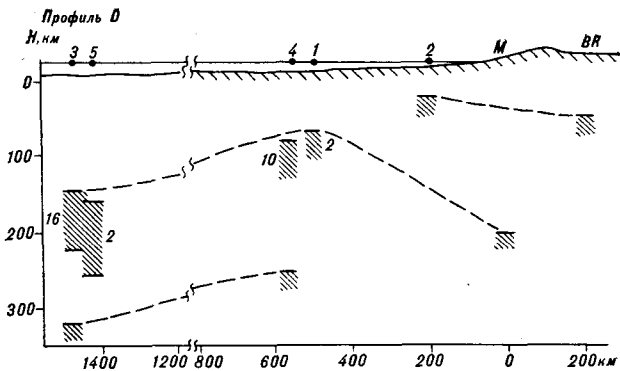
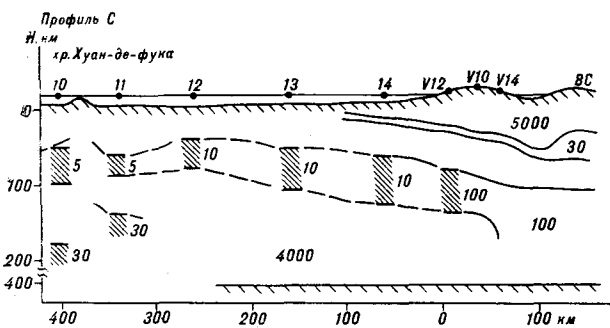


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы по профилям С, D.

Источник информации. 10, 11, 12 — [39], 13—14 — [22], 12, 13, 14, BC — о. Ванкувер, Британская Колумбия [37], 3 — [28], 5 — [20], 4 — [27], 1 — [24, 38], 2 — [33], М — побережье Северной Америки [12], BR — [31].

Однако дальнейшее исследование с привлечением дополнительных данных и пересмотром ранее полученных показало, что результаты морских электромагнитных зондирований, хотя и не опровергают указанную концепцию, но накладывают на нее определенные ограничения [8, 19, 42].

На рис. 4 представлено распределение положения проводящих слоев в зависимости от

абсолютного возраста дна по данным таблицы. Здесь и далее кружками обозначены результаты зондирований в океанических районах, треугольниками — в окраинных морях, квадратами — некоторые зондирования в Атлантическом и Индийском океанах. Один и два штриха у буквенных и цифровых индексов обозначают второй и третий проводящие слои, выявленные по результатам соответствующих зондирований. Достаточно упорядоченное расположение точек на рисунке предполагает получение некоторых эмпирических зависимостей.

Так Лоу [40] на основании результатов пяти экспериментов установил закономерное погружение проводящих слоев с увеличением абсолютного возраста дна (область А на рис. 4, а). Привлечение дополнительной информации по результатам экспериментальных исследований на акватории Тихого океана позволяет предположить, что данная закономерность имеет место лишь для участков дна с возрастом до 50 млн лет; для океана в целом она имеет более сложный вид, который на рис. 2 обозначен областью В. Как видно, обе области — А и В — характеризуются значительным разбросом по глубине ( $\pm 25$  км). Представляется, что такой разброс вызван влиянием локальных процессов, характерных для каждого конкретного участка дна, которые, развиваясь по своим законам, искажают проявление региональных тектонических процессов. Анализ зондирований по группам, сформированным по принадлежности к той или иной океанической плите, показывает, что часть их ложится в более узкую зону, повторяющую общий тренд зависимости и находящуюся внутри нее. То есть, саму область можно представить как набор линий, отличающихся по уровню, но отражающих общий характер процесса погружения с возрастом, а величина отклонения от осевой линии зависимости определяет «вклад» локальных геологических процессов в региональные.

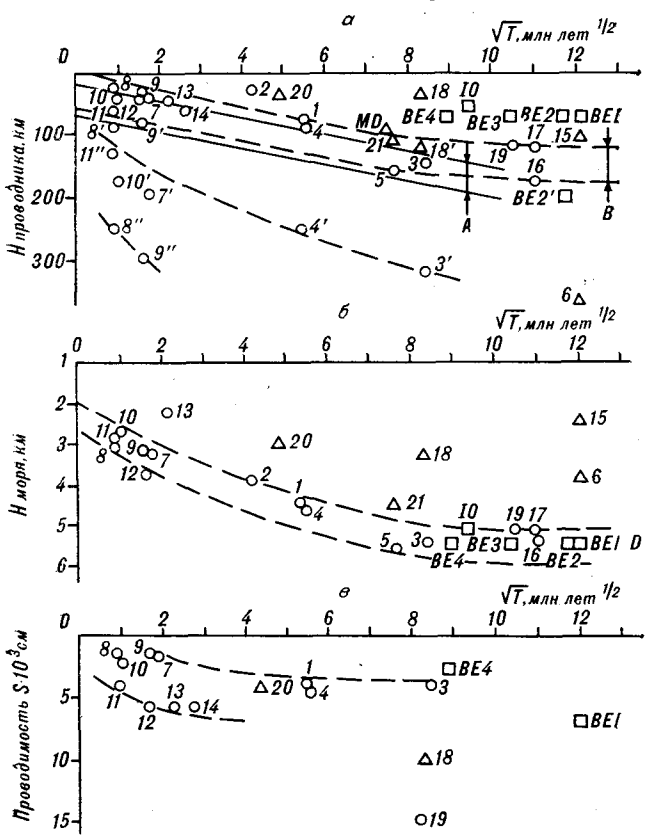


Рис. 4. Результаты электромагнитных зондирований. а — распределение глубины до проводящих слоев по абсолютному возрасту, б — корреляция мощности водного слоя и абсолютного возраста, в — распределение суммарной продольной проводимости. Остальные усл. обозначения в тексте.

Осевую линию области В, отражающую общепринятую закономерности процесса формирования глубинных проводящих слоев коры и верхней мантии, по аналогии с нормальным геоэлектрическим разрезом [5], можно условно назвать моделью нормального распределения электропроводности дна Тихого океана.

Предлагаемое распределение характеризуется, в первую очередь, изломом (около 50 млн лет), последующим выполаживанием и, начиная с 80 млн лет, исчезновением зависимости глубины до проводящего слоя от абсолютного возраста.

Подобные возрастные «рубжи», на которых изменяется характер поведения тех или иных физических полей, отмечались в литературе неоднократно. Так, в работе [13] приведен график положения низкоскоростных слоев в зависимости от абсолютного возраста, на котором также отмечается излом и последующее выполаживание зависимости на условной границе, соответствующей 30—50 млн лет. По данным А. Ф. Грачева [6], изохрона 35—40 млн лет отделяет области аномальной мантии от нормальной (со стационарным тепловым режимом). Аналогичные результаты приводятся и в работе [49] по данным измерения теплового потока.

Наличие такого временного разброса не представляется противоречивым, поскольку процессы, изменяющие физическое состояние вещества недр, отражаются неодинаково в различных физических полях, как по масштабам, так и по времени проявления. Например, перегрев глубинного вещества выше температуры плавления базальта вызывает рост электропроводности, но не приводит к появлению низкоскоростных зон до тех пор, пока объем жидкой фазы не достигнет некоторого достаточного уровня. При дальнейшем увеличении объема жидкой фазы появляется область низких скоростей, пространственно совпадающая с проводящей структурой. Факты наличия или отсутствия корреляции различных физических полей в различных тектонических районах широко известны (например, [15, 30, 48]). По-видимому, при большем объеме информации по конкретным районам и различным физическим полям, т. е. имея статистически представленный материал (ряд данных), по степени комплексной коррелируемости полей можно будет судить о возрасте и направленности тектонических процессов.

Другой важный момент на рис. 4, а — положение вторых и третьих проводящих слоев. Характер их погружения с возрастом отличается от верхних, что, по-видимому, отражает различную природу их образования и формирования. Интересно отметить, что зондирование, выполненное в Марианской котловине

(№ 6 в таблице), выпадающее из зависимости А и В, в данном случае логично отнести ко второму или третьему слою и предположить существование первого слоя на глубине 100—160 км, не установленного в результате зондирования.

На этом же рисунке для сравнения нанесены некоторые данные зондирований в Атлантическом и Индийском океанах. Они так же, как и результаты экспериментов в окраинных морях, лежат выше области В, отражая различия глубинного геоэлектрического строения этих регионов Земли [17], условий и истории образования высокопроводящих слоев.

Одним из спорных вопросов в тектонических построениях является абсолютный возраст того или иного участка дна, определяемый по магнитным реверсивным аномалиям; поэтому часто используется зависимость не от возраста, а от глубины моря. На рис. 4, б представлено положение точек зондирований в зависимости от абсолютного возраста и глубины моря. Все они, за исключением данных по окраинным морям, лежат с небольшим разбросом около асимптоты, т. е. в данном случае наблюдается соответствие глубины моря и абсолютного возраста. Обращает на себя внимание то, что данные по Атлантическому и Индийскому океанам лежат также около этой асимптоты (чего не наблюдается на рис. 2). Очевидно, что если формирование дна, его погружение одинаково для всего Мирового океана, то образование высокопроводящих слоев верхней мантии является событием второго порядка и различается по своим темпам и характеру для различных океанов.

Другими важными параметрами проводящих слоев являются удельное сопротивление и их суммарная продольная проводимость, которые отражают состав и степень плавления глубинного вещества [11].

По существующим представлениям, основным на предположении о стационарном тепловом режиме, с увеличением возраста происходит рассеяние тепла из зоны частичного плавления, остывание, приводящее к уменьшению объема жидкой фазы и, соответственно, к уменьшению суммарной проводимости слоя и увеличению удельного сопротивления.

На рис. 4, в и 5, а представлены данные о суммарной проводимости слоев в зависимости от абсолютного возраста и глубины залегания их кровли. Общий вид их расположения в данной системе координат не позволяет судить об уменьшении проводимости с возрастом; более того, на рис. 5, а намечается тенденция увеличения суммарной проводимости с увеличением глубины до проводящего слоя. По-видимому, и в абиссальных районах океана, не говоря уже о его окраинах, существует нало-

жение процессов — остывания (стационарного термического режима) и нагрева, подпитки теплом из более глубоких слоев мантии либо других источников.

Подтверждением этого положения является зависимость минимального удельного сопротивления проводящего слоя от глубины его залегания (рис. 5, б). Здесь отмечается систематическое уменьшение удельного сопротивления с увеличением глубины (т. е. с увеличением возраста). Выпадающая точка 3, показанная по данным [28] в переинтерпретации Олденбурга и др. [42], имеет удельное сопротивление менее  $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  и ложится в область, отсеченную пунктирной линией. Эта линия определяет максимально возможное минимальное удельное сопротивление проводящего слоя. Она описывается уравнением  $\rho \leq 13 - 0,04H_{\text{пр}}$ . Естественно, что следует иметь в виду ее достаточно произвольную рисовку, а также неоднозначность определения удельного сопротивления слоя при различных методах инверсии первичных данных и построения геоэлектрических разрезов. Тем не менее, эта зависимость может использоваться для определения оценочного, стартового параметра при расчете моделей распределения проводимости по глубине.

Представляется заманчивым, помимо глубины залегания и удельного сопротивления, иметь оценку мощности проводящих слоев. В этом случае можно было бы иметь их полную модельную характеристику; однако исследование зависимости мощности слоя от глубины залегания и возраста (см. рис. 5, в) не позволяет оценить ее количественно, но отмечается тенденция увеличения мощности проводящего слоя с увеличением глубины залегания и абсолютного возраста.

Приведенные на рис. 4, 5 распределения геоэлектрических параметров можно кратко суммировать следующим образом: с увеличением абсолютного возраста происходит погружение проводящих слоев с одновременным незначительным увеличением их суммарной продольной проводимости  $S$ , уменьшением минимального удельного сопротивления  $\rho$  и увеличением мощности самих слоев  $d$ .

С формальной точки зрения возникает противоречие, так как при погружении проводника с 50 до 100 км (см. рис. 5)  $S$  увеличивается с 2,0 до 2,5 тыс. См при уменьшении удельного сопротивления от 11,5 до 7,5  $\text{Ом} \cdot \text{м}$ , что, исходя из соотношения  $S = d/\rho$  соответствует изменению  $d$  от 23,0 до 22,5 км. На самом деле (см. рис. 5, в) мощность слоя увеличивается от 23 до 45 км.

Данное противоречие может быть разрешено, исходя из следующих рассуждений:

с увеличением возраста происходит расши-

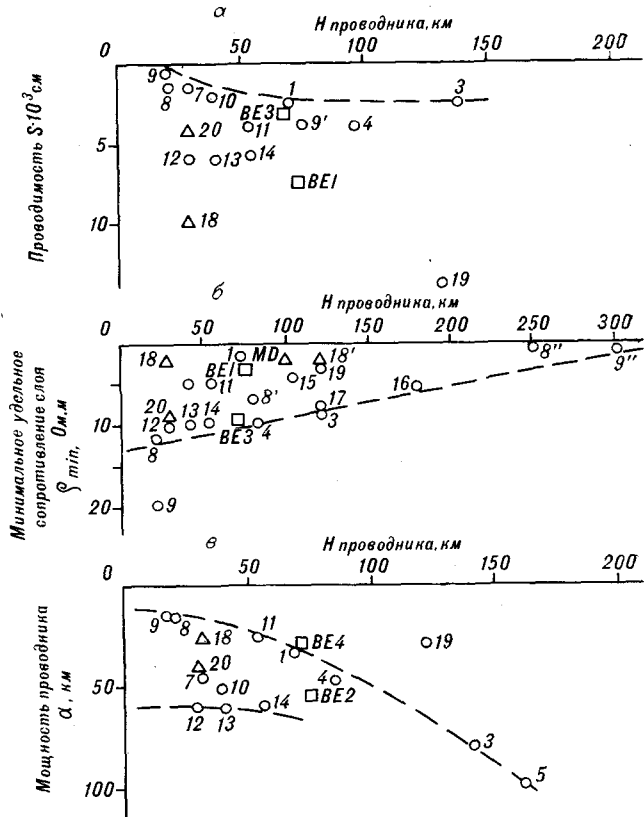


Рис. 5. Распределение геоэлектрических параметров в зависимости от глубины до проводящего слоя:

а — суммарной продольной проводимости, б — минимального удельного сопротивления слоя, в — мощности проводящего слоя.

рение проводящей зоны за счет прогрева окружающего материала с одновременным увеличением «фоновое» удельное сопротивление, а жидкая фаза концентрируется в тонком слое в пределах прогретой зоны, уменьшая тем самым фиксируемое минимальное удельное сопротивление в пределах проводящей зоны;

отмеченное противоречие отражает упомянутое выше наложение двух процессов — остывания, рассеяния «первичного» тепла и нагрева проводящей зоны за счет притока тепла из внешних источников. Соотношение этих процессов зависит от абсолютного возраста и конкретной тектонической обстановки.

**Основные положения и выводы.** Суммируя краткий обзор ЭМЗ на акватории Тихого океана, можно сформулировать следующие положения и выводы:

1. Предложена модель «нормального» распределения электропроводности верхней мантии Тихого океана. Эта модель может служить основой для региональных геологических построений и выявления преобладающих локальных процессов.

2. Установлено различие глубинного положения проводящих слоев верхней мантии окраинных морей, Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Образование проводящих структур является событием второго порядка по отношению к общему процессу формирования Мирового океана.

3. Выявлено различие геоэлектрического строения переходных зон восточной и западной окраин Тихого океана.

4. Обсуждены основные закономерности распределения проводящих слоев верхней мантии Тихого океана и их геологических параметров.

5. Сделано предположение о возможности определения возраста геологических процессов, стадий их развития на основе комплексной корреляции их отклика в различных физических полях.

Итак, не претендуя на полноту освещения обсуждаемых вопросов, сознавая конспективность обоснования тех или иных положений, недостаточную доказательность отдельных выводов, думается, что данная работа может послужить поводом для дискуссий по тем или иным вопросам и основой для дальнейших исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И. М., Никифоров В. М., Усанов М. И. Магнитотеллурические исследования на о-ве Итуруп // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1978.— № 1.— С. 120—123.
2. Борец В. В., Мардерфельд Б. Е., Чернавский Г. А. К результатам глубинного МТЗ на Дальнем Востоке // Там же.— 1975.— № 4.— С. 91—96.
3. Ваньян Л. Л., Мартанус Е. Р., Семенов В. Ю. Оценка глубинной электропроводности Сахалина по данным электромагнитных зондирований // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 122—125.
4. Ваньян Л. Л., Харин Е. П., Осипов И. Л., Спивак В. А. Интерпретация глубинного электромагнитного зондирования дна океана у побережья Калифорнии // 4-я Всесоюз. школа-семинар по электромагнитным зондированиям: Тез. Ч. I.— Звенигород, 1976.— С. 44—47.
5. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов.— М.: Наука, 1983.
6. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли.— М.: Недра, 1987.
7. Дубровский В. Н. Диссипативная неустойчивость зон частичного плавления // Литосфера и астеносфера континентов и океанов/ВЦ СО АН СССР.— Новосибирск, 1985.— С. 138—150.
8. Ерохов В. В. Закономерности распределения электропроводности коры и верхней мантии Тихого океана // XVI конф. мол. ученых и специалистов.— Южно-Сахалинск, 1989.— С. 18.
9. Ерохов В. В., Ляпшев А. М. Результаты градиентного магнитовариационного зондирования дна акватории в зоне перехода континент—океан (Охотское море, Тихий океан) // XV сессия Научного Совета СО АН СССР «Тектоника Сибири и Дальнего Востока», 9—12 сент. 1985 г.: Тез. докл.— Южно-Сахалинск, 1985.— С. 150.
10. Косыгин В. Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона.— М.: Наука, 1981.
11. Лебедев Г. С., Корчин В. Д., Савенко Б. Я. и др. Петрофизические исследования при высоких  $P$ — $T$ -параметрах и их геофизическое приложение.— Киев: Наук. думка, 1988.
12. Мардерфельд Б. Е., Илехова В. В. Глубинные геоэлектрические структуры некоторых районов Тихого океана по сухонутным (береговым) магнитным данным // Электромагнитные зондирования: Тез. докл. VII Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям (Звенигород, ноябрь, 1984).— М., 1984.— С. 80.
13. Непрочнов Ю. Н., Бурацев А. А. Основные результаты и проблемы изучения океанской литосферы // Океанология.— 1988.— Т. 28, вып. 3.— С. 420—429.
14. Никифорова Н. Н., Ахмадулина В. А., Порай-Кошиц А. М. и др. Глубинные МТ-исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные исследования Дальнего Востока.— Владивосток, 1980.— С. 42—49.
15. Павленкова Н. И. Сравнительные характеристики верхней мантии континентов и океанов // Геофиз. журнал.— 1988.— Т. 10, № 4.— С. 3—16.
16. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным.— М.: Наука, 1987.
17. Фонарев Г. А. Прикладные аспекты морских электромагнитных исследований // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами.— М., 1981.— С. 99—107.
18. Addicott W. O., Richards P. W., Sidlauskeis R. J. Plate-tectonic map of the Circum Pacific region. Pacific basin sheet.— Tulsa, Oklahoma, 1982.— (Amer. Assoc. Petrol. Geol.).
19. Chave A. P., Bocker J. R. Electromagnetic induction studies // Rev. Geophys. and Space Physics.— 1987.— V. 25, N 5.— P. 989—1003.
20. Chave A. P., Herzen von R. P., Poehls K. A., Cox C. S. Electromagnetic Induction Fields in the Deep Ocean North-East of Hawaii: Implication for Mantle Conductivity and Source Field // Geophys. Journ. R. A. S.— 1981.— V. 66.— P. 379—406.
21. Cox F. L., Filloux J. H., Gough D. I. et al. Atlantic lithosphera sounding // J. Geomagn. Geoelectr.— 1980.— V. 32.— P. 13—32.
22. Delaurier J. M., Auld D. P., Law L. K. The geomagnetic response across the continental margin off Vancouver island: comparison of results from numerical modelling and field data // J. Geomagn. Geoelectr.— 1983.— V. 35.— P. 517—528.
23. Ferguson I. J., Filloux J. H., Lilley F. E. M. et al. A seafloor magnetotelluric sounding in the Tasman sea // Geophys. Res. Lett.— 1988.— V. 12, N 9.— P. 545—548.
24. Filloux J. H. An ocean bottom D component magnetometer // J. Geophysics.— 1967.— V. 32.— P. 978—987.
25. Filloux J. H. Magnetotelluric experiment over the Rose area // J. Geophys. Res.— 1982.— V. 87, B. 10.— P. 8364—8378.
26. Filloux J. H. MT exploration of the North Pacific: progress report and preliminary soundings near a spreading ridge // Phys. Earth Planet. Inter.— 1981.— V. 25.— P. 187—195.
27. Filloux J. H. MTS's over the Northernmost Pacific Reveal Spatial Dependence of depth and Conductance of the asthenosphere // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1980.— V. 46.— P. 244—252.
28. Filloux J. H. Ocean-floor MT sounding over North Central Pacific // Nature.— 1977.— V. 269.— P. 297—301.

29. *Filloux J. H.* Seafloor magnetotelluric sounding in the Mariana Island Arc area // *Geophys. Monograph. Series AGU.*—1983.—V. 27, p. 2.—P. 255—265.
30. *Garland G. D.* Correlation between electrical conductivity and other geophysical parameters // *Phys. Earth Planet. Inter.*—1975.—V. 10.—P. 220—230.
31. *Gough D. I.* Electrical conductivity under Western North America in relation to heat flow, seismology and structure // *J. Geomagn. Geoelectr.*—1974.—V. 26.—P. 105—123.
32. *Green A. W., List B. H.* The use of a total-field magnetometer in the MT method of vertical resistivity profiling // *J. Geophys. Res.*—1963.—V. 68.—P. 869—875.
33. *Greenhouse J. P.* Geomagnetic time variation on the sea floor of southern California: Sio Ref.—San Diego, California, 1972.
34. *Hernance J. F.* Electromagnetic induction studies // *Rev. Geophys. and Space Physics.*—1983.—V. 21, N 3.—P. 652—665.
35. *Honkura Y., Isezaki N., Yaskawa K.* Electrical conductivity structure beneath the Northwestern Philippine sea as inferred from the island effect on Minami Daito island // *J. Geomagn. Geoelectricity.*—1981.—V. 33.—P. 361—377.
36. *Kono Y., Ito K., Yoshii T.* Thickening of the oceanic lithosphere // *AGU Geophys. Monogr. Series.*—1976.—V. 19.—P. 423—430.
37. *Kurtz R. D., Delaurier J. M., Gupta J. C.* A magnetotelluric sounding across Vancouver island detect the subducting Juan de Fuca plate // *Nature.*—1986.—V. 321.—P. 546—599.
38. *Larsen J. C., Cox C. S.* Lunar and Solar variations in the magnetotelluric field beneath the ocean // *J. Geophys. Res.*—1966.—V. 71.—P. 4441—4445.
39. *Law L. K., Greenhouse J. P.* Geomagnetic variation sounding of the asthenosphere beneath the Juan de Fuca ridge // *Ibid.*—1981.—V. 86, B. 2.—P. 907—978.
40. *Law L. K.* Marine electromagnetic research // *Geophys. surveys.*—1983.—N 6.—P. 123—135.
41. *Oldenburg D. W.* Conductivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate // *Geophys. J. R. A. S.*—1981.—V. 65.—P. 359—394.
42. *Oldenburg D. W., Whittall K. P., Parker P. L.* Inversion of ocean bottom MT data revised // *J. Geophys. Res.*—1984.—V. 89, B. 3.—P. 1829—1833.
43. *Poehls K. A., Von Herzen R. P.* Electrical resistivity structure beneath the North-West Atlantic ocean // *Geophys. J. R. A. S.*—1976.—V. 47.—P. 331—346.
44. *Research Group for Crustal Resistivity Structure.* Preliminary report on study of resistivity structure beneath the Northern Honshu of Japan // *J. Geomagn. Geoelectr.*—1983.—V. 35.—P. 589—608.
45. *Rikitake T.* The indulation of an electricity conductive layer beneath the island of Japan // *Tectonophys.*—1961.—V. 7.—P. 251—264.
46. *The EMSLAB GROUP.* The EMSLAB electromagnetic sounding experiment // *EOS.*—1988.—V. 69, N 7.—P. 89, 98—99.
47. *Utada H., Hamano Y., Yukutake T.* A two-dimensional conductivity model across Central Japan // *J. Geomagn. Geoelectr.*—1986.—V. 38.—P. 447—473.
48. *Uyeda S.* An introduction to comparative subductology // *Tectonophys.*—1982.—V. 81.—P. 133—159.
49. *Yoshii A.* Evolution model of the oceanic lithosphere // *Recent progress of natural sciences in Japan.* V. 10. Lithospheric studies in and around Japan.—Tokyo, 1985.—P. 27—30.—(DELP; Publication N 3).
60. *Yukutake T., Filloux J. H., Segawa J. et al.* Preliminary report on a magnetotelluric array study in the Northwest Pacific // *J. Geomagn. Geoelectr.*—1983.—V. 35.—P. 575—587.

ИМГиГ ДВО АН СССР  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
19 января 1990 г.

УДК 550.42(571.66)

*П. К. Кепежинская, А. Т. Савичев***ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ  
РАННЕОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КАМЕР**

На примере сложнопостроенного Мачевнинского плутона (Корякское нагорье) рассмотрена геохимическая стратификация раннеостроводужных камер. Геохимические вариации указывают на существование двух ассоциаций, представляющих выполнение «вложенных» одна в другую магматических камер. Раздел камер произошел в результате фракционной кристаллизации единой исходной магмы, сопровождавшейся возникновением вертикальной плотностной неоднород-

ности. Геохимическая эволюция «вложенных» камер типична для раннеостроводужных (супрасубдукционных) ассоциаций, следующих при дифференциации «бонинитовому» тренду. В статье рассмотрены особенности раннеостроводужных камер, проведено их сравнение с расслоенными плутонами разных геодинамических обстановок и предложена классификация камер в зонах перехода от океана к континенту.

Островные дуги и активные континентальные окраины характеризуются широким развитием дифференцированных вулканических серий, несущих следы интенсивного многоэтапного фракционирования в магматических камерах различной глубинности. Многочисленные геофизические данные также указывают на существование под вулканами островных дуг одной или нескольких камер, отличающихся размерами, а иногда и формой. Использование геохимических характеристик островодужных вулканических серий для геодинамических реконструкций предлагает знание геохимии процессов, происходящих в магматических камерах, а также эмпирическое определение градиентов состава и установление эволюции магматического резервуара в пространстве и времени.

Решение этого комплекса задач может осуществляться двумя путями: 1) экспериментальным и математическим моделированием процессов в магматических камерах, 2) прямым изучением расслоенных плутонов, сохранивших первичные взаимоотношения между различными типами пород. Первый подход представлен работами М. О'Хары [30], использовавшего сложный математический аппарат для воссоздания геохимии внутрикамерных процессов, а также исследованиями группы экспериментаторов [20, 26], осуществивших серии опытов с водно-солевыми и глицирин-солевыми смесями, имитировавшими эволюцию системы расплав + кристалл в условиях активного теплопереноса.

Второй путь реализован в ряде работ [2, 6, 12, 15, 16, 36], воссоздающих условия образования островодужной интрузивной ассоциации в целом, без учета положения отдельных типов пород в расслоенном разрезе. Поскольку в последнее время [6, 14] интрузивные комплексы используются как геохимические индикаторы тектонических обстановок, необходимо, помимо установления природы геохимических градиентов в островодужных комплексах, провести сравнение последних с камерами различных структур с целью выявления их своеобразия. Результатом такого исследования должна быть разработка геолого-петрологических и геохимических критериев диагностики островодужных очагов для последующей идентификации палеостроводужных комплексов по фрагментам промежуточных камер.

Решение такой задачи возможно только на хорошо обнаженных объектах с ненарушенными во время последующих тектонических событий взаимоотношениями между основными типами пород. Такие образования присутствуют в составе Ачайваемского базитового пояса на юге Корякского нагорья [5], ранее ошибочно относимого к позднемеловой офиолитовой ассоциации [1]. В процессе тематических исследований сотрудников Института литосферы АН СССР под руководством Н. А. Богданова было установлено присутствие в Олюторской зоне расслоенных окраинно-морских и островодужных плутонов, удовлетворяющих сформулированным выше требованиям к эталонным представителям промежуточных камер. Для детального изучения был выбран Мачевнинский интрузивный массив,

характеризующийся четкой магматической расчлененностью и по комплексу геолого-петрологических данных удовлетворяющий общепринятому определению магматической камеры [2, 11].

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАЧЕВНИНСКОГО МАССИВА

Олюторский хребт, явившийся в позднем мелу — палеогене ареной интенсивного базитового интрузивного магматизма, расположен в восточной части Олюторской зоны Корякского нагорья (рис. 1, а). Наиболее древние образования здесь датируются альбом — турном и представлены океаническими базальтами, ассоциирующими с глубоководными осадками [2]. Более поздние вулканогенно-кремнистые отложения коньяка-раннего сантона и внутриплитного вулканического поднятия и сантона-маастрихта отвечают образованиям внутриплитного вулканического поднятия и вторичной зоны растяжения, заложившейся на более древней океанической коре.

Вулканогенно-обломочные толщи, сменяющие во времени кремнисто-вулканогенную ассоциацию, приурочены к центральной части Олюторского хребта (см. рис. 1, а), где они выделяются в качестве мачевнинского комплекса кампана-даная [11]. Его низы сложены базальтами и туфогенно-осадочными породами, а верхи представлены переслаиванием терригенных и туфогенно-кремнистых образований [2, 13]. Соотношения между кремнисто-вулканогенной ассоциацией и мачевнинским комплексом обычно тектонические, но в редких случаях фиксируется и стратиграфическое налегание вулканомиктовых пород на базальты кремнисто-вулканогенной ассоциации.

Плутоны Ачайваемского базитового пояса интродуцируют лавово-пирокластические образования мачевнинского комплекса [5]. В случае тектонического налегания интрузивов на туфогенную часть комплекса (Тигильский массив) фиксируются реликты интрузивного контакта, выраженные в ороговивании туфов и развитии позднемагматических плагиоклазитов как в туфах, так и в габброидах [7].

Мачевнинский массив расположен в верховьях рек Мачевна, Таманваям и Кустовка (см. рис. 1, б), в пределах лавово-пирокластических толщ верхнего кампана-даная, с которыми имеет четкие интрузивные контакты. На отдельных участках контакты сорваны, и тектонические взаимоотношения маркируются зонами милонитизации мощностью до 20 м. Интрузивные контакты плутона имеют зональное строение. В зоне эндоконтакта при приближении к границе плутона наблюдается: 1) уменьшение зернистости от среднезерни-

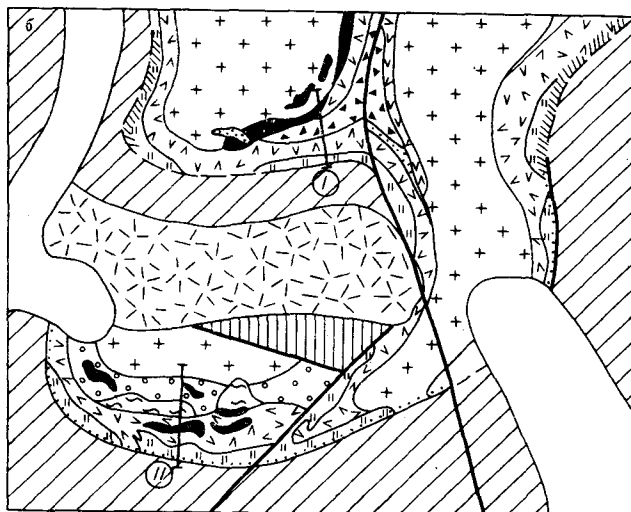
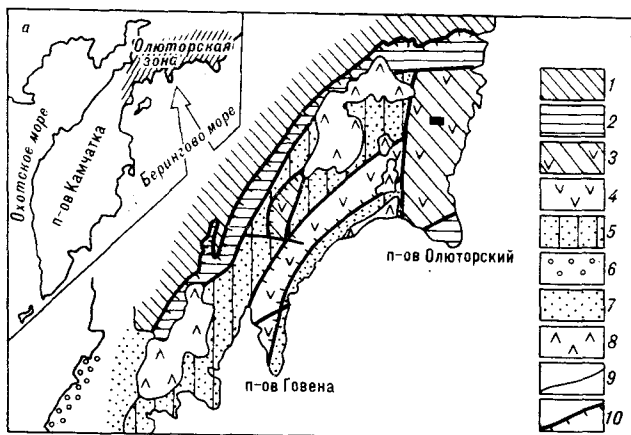


Рис. 1. Геологическое положение (а) и строение (б) Мачевнинского интрузивного массива.

а: 1 — поздний мел-палеоген, флишеидные отложения; 2 — альб-кампан, вулканогенно-кремнистые отложения; 3 — маастрихт-данай, вулканогенно-обломочные отложения; 4 — палеоцен-эоцен, вулканогенно-осадочные отложения; 5 — палеоген, флишеидные отложения; 6 — палеоген, вулканогенно-обломочные отложения; 7 — неоген, терригенные отложения; 8 — плиоцен-плейстоцен, вулканогенные отложения; 9 — разломы; 10 — надвиги. Черным прямоугольником показано положение схемы Б.

б: 1 — четвертичные отложения; 2—4 — позднемиоценовые образования (2 — вулканогенная толща, 3 — обломочная толща, 4 — блок спессартитовых и базальтоидных даек); 5 — зоны гидротермально измененных пород; 6—13 — петрографические типы пород плутона (6 — краевое габбро (амфиболитизированный бронзитовый норит), 7 — порфиридовое оolitовое моногабро с эденитовой и паргаситовой роговой обманкой и биотитом, 8 — полосчатые и такситовые порфиридовидные диориты, 9 — кварцсодержащие слюдяные моногабро и пироксенсодержащие диориты, 10 — массивные крупнозернистые пироксеновые, пироксен-роговообманковые порфиридовидные диориты, 11 — коротландиты, пироксениты, плагиоклазсодержащие пироксениты, амфиболовое габбро, 12 — верлиты, клинопироксениты, 13 — линзы перматитовых габброидов); 14 — границы между типами пород; 15 — интрузивные контакты; 16 — контакты неясной природы или тектонические; 17 — разломы. I, II — профили геохимического опробования.

стых габброидов через мелкозернистые разно-сти до субафировых микрогаббро закалочной зоны; 2) смена минеральных ассоциаций, содержащих первичные позднемагматические и автотасоматические водосодержащие фазы (эденитовая, паргаситовая, магнезиальная роговые обманки, биотит) на изначально практически безводные парагенезисы со вторичными актинолитом и гидрослюдами; 3) постепенное увеличение мафичности пород. В зоне контакта локально развиты пироксенитовые и пироксен-биотитовые роговики мощностью не более 10 м. Контакт интенсивно переработан гидротермальными растворами с образованием довольно мощной (30—40 м) зоны ожелезнения, окварцевания, хлоритизации и амфиболизации.

Массив в целом имеет концентрически-зональное строение (см. рис. 1, б). Внешняя меланократовая зона («габброидная кайма») характеризуется выдержанной расслоенностью. К эндоконтакту примыкает краевое габбро, иногда обнаруживающее такситовое сложение. Оно представлено в эндоконтакте центральной части массива амфиболизированным бронзитовым норитом с порфиroidными выделениями орто- и клинопироксена, реже — битовнита. Наблюдаются шпировые скопления амфиболизованного пироксена. На некоторых участках (южное пересечение) краевое габбро отсутствует, и в контакте с вмещающими толщами находятся мелкозернистые, а также амфиболизированные бронзитовые габбро и габбро-нориты, слагающие основной объем меланократовой каймы. Зона дуо-пироксеновых габбро (см. рис. 1, б) характеризуется широким набором петрографических типов, среди которых преобладают указанные выше разновидности габброидов, а также роговообманковые габбро, содержащие феррипаргаситовую роговую обманку.

С удалением от контакта зона расслоенных дуо-пироксеновых габброидов сменяется порфиroidными офитовыми монцогаббро и диоритами с крупными кристаллами битовнита, местами альбитизированного до андезита, эденитовой роговой обманкой и биотитом. В этих внутренних частях расслоенной габброидной каймы присутствуют верлиты и пироксениты с кумулятивными структурами, связанные постепенными переходами с габброидами.

Охарактеризованная внешняя часть Мачевнинского плутона может быть сопоставлена с классическим типом расслоенной дифференцированной базитовой камеры, имеющей в своем основании ультрамафитовые кумуляты основной магмы, выше которых по направлению к контакту наблюдается закономерная смена составов от небольших по объему конечных продуктов дифференциации — диоритов и габбро-

диоритов — до разнотипных габброидов, включая закалочное или краевое габбро. Однако эта относительно простая схема строения однокамерного массива осложняется в данном случае существованием самостоятельно расслоенной центральной части Мачевнинского плутона. В этом, в целом более лейкократовом, ядре также наблюдается закономерная смена составов, дифференцированный ряд пород с обратным соотношением лейкократовых и мафических членов.

Как видно на рис. 1, б, преобладающие по объему пироксеновые и пироксен-роговообманковые крупнозернистые диориты с блоками и более мелкими включениями кортландитов от центра к периферии ядра сменяются мафическими и ультрамафическими породами: габбро-диоритами, разнообразными габброидами, верлитами и пироксенитами, но без кумулятивных структур в ультрамафитах.

Выявленные особенности строения Мачевнинского плутона заставляют рассматривать его внешнюю часть и ядро как выполнение разных камер, вложенных одна в другую. Они представляют собой самостоятельно развивавшиеся магматические системы, возникшие на определенной (не исключено, что ликвидационной) стадии эволюции некогда единого исходного резервуара. Кумулятивные ультрамафиты внешней камеры («габброидной каймы») маркируют границу между этими двумя расслоенными магматическими системами. Их положение в разрезе, вероятно, определялось уровнем уравнивания гравитационной отсадки ранних фаз из каймы внешней камеры избыточным флюидным давлением дегазирующего ядра внутренней камеры.

Таким образом получилось, что непосредственно в контакте с ультрамафитовыми кумулятами внешней камеры находятся кортландиты, роговообманковые пироксениты и роговообманково-биотитовые мафиты, встреченные в виде блоков и линз в породах диоритового ядра внутренней камеры. Для этих образований характерно равномерно-зернистое сложение при полном отсутствии кумулятивных структур. В центральной части массива (см. рис. 1, б, профиль I) кортландиты и пироксениты через мафическое габбро и габбро-диориты постепенно переходят в разнообразные типы диоритов, слагающие ядро массива. Подобные геологические соотношения не позволяют относить эти образования к кумулятам, а их положение во внешних частях лейкократового ядра опять же свидетельствует о существовании внутренней границы в Мачевнинском массиве, разделяющей его на две самостоятельные магматические системы. Отсутствие термального воздействия со стороны кортландитов и пироксенитов на кумуляты и вме-



щающие их габброиды исключает возможность образования «внутренней» камеры за счет более позднего внедрения новой порции расплава. В пользу интрузивной флюидизации неконсолидированного ядра свидетельствует развитие во внутреннем эндоконтакте парагенезиса двух амфиболов (низко- и высоконатриевого) с флогопитом и пиррофанитом [9], а также наличие в лейкократовой части массива линз плагиоклаз-роговообманковых пегматоидов.

Диоритовое ядро имеет зонально-блоковое строение. В его внешних частях развиты линзы полосчатых, иногда пироксеносодержащих роговообманково-биотитовых диоритов и гранодиоритов, на отдельных участках имеющих порфириновидное сложение с крупными выделениями андезина и лабрадора. Они постепенно переходят в зону массивных слюдяных биотитовых диоритов. Последние также постепенно сменяются пироксен-амфиболовыми диоритоидами, составляющими основной объем ядра и содержащими наряду с андезином, ортоклазом и биотитом акцессорные диопсид и эденитовую роговую обманку.

Становление плутона сопровождалось внедрением даек аплитов и мономинеральных плагиоклазитов. На границе лейкократового ядра (внутренней камеры) и мафической каймы внешней камеры наблюдается также образование аплитовых апофиз, затекающих в габбро и образующих разветвленную жилльную сеть. Здесь же присутствуют своеобразные «интрузивные» брекчии, сложенные фрагментами габброидов, погруженными в диоритовый «цемент». Помимо прогиба, дробления и деформации кровли массива, образование таких брекчий свидетельствует о разнице в плотностных характеристиках частично консолидированной каймы и жидкого ядра.

Меланократовая кайма массива интродуцирована дайками роговообманковых базитов и гранат-амфиболовых лампрофиров.

#### МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАЧЕВНИНСКОГО МАССИВА

Породы каймы (внешняя камера) характеризуются парагенезисами, типичными для основных членов островодужных интрузивных ассоциаций [17, 34]. Клинопироксен относится к субкальциевым авгитам — диопсидам ( $Mg_N = 76-88$ ), ортопироксен — к бронзитами ( $Mg_N = 74$ ), слюда представлена высокотитанистым флогопитом ( $Mg_N = 63-64$ ), плагиоклаз — андезин-лабрадорами ( $An_{38-55}$ ) и битовнитом ( $An_{74-88}$ ). В монцогабброидах и габбро-диоритах (крайние дифференциаты внешней камеры) появляется калишпат (14—15 мас. %  $K_2O$ ). Практически беститани-

стый и бесхромистый магнетит, апатит и ильменит являются основными акцессорными минералами габброидов каймы.

Среди кумулятов резко преобладают верлиты, по составу оливина ( $Fe_{60-83}$ ) аналогичные кумулятам островодужных мафических магм [17]. Клинопироксен статически более магнезиальный, чем в габброидах ( $Mg_N = 81-90$ ). Характерно присутствие титанистой паргаситовой, эденитовой и магнезиальной роговой обманки, являющейся поздней магматической или аутометасоматической фазой, реакционно замещающей оливин и пироксен [9]. В кумулятах присутствует хромистый магнетит (2—4 мас. %  $Cr_2O_3$ ), а также ранний (вероятно, кумулусный) флогопит.

Амфибол-биотитовые ультрамафит-мафиты эндоконтакта внутренней камеры являются своеобразными интрузивными аналогами известково-щелочных лампрофиров [9] и характеризуются парагенезисом субкальциевого диопсида ( $Mg_N = 78-89$ ), флогопита ( $Mg_N = 67-81$ ), высокотитанистого натрового амфибола (3,5—4,5 мас. %  $TiO_2$ ) и паргаситовой роговой обманки (2—2,5 мас. %  $TiO_2$ ). В качестве акцессориев присутствуют Mn-ильменит (до 12 мас. %  $MnO$ ), лабрадор, титаномагнетит и апатит.

Диоритовые породы ядра обнаруживают вариации минеральных парагенезисов с появлением  $CPx-Hb$ ,  $CPx-Bi$ ,  $CPx-Hb-Bi$  и  $Hb-Bi$  петрографических типов. В наиболее кислых разностях появляются кварц и калишпат. Пироксен относится к субкальциевым авгитам ( $Mg_N = 74-78$ ), роговая обманка характеризуется максимальной железистостью и принадлежит к паргасит-феррипаргаситовому ряду. Плагиоклаз присутствует в двух генерациях: ранние ядра зональных кристаллов ( $An_{60-79}$ ), а также каймы и незональные зерна ( $An_{38-55}$ ). Биотит представлен относительно более железистой разностью с максимальной титанистостью. Из акцессориев отмечены чистый беспримесный магнетит и апатит.

Таким образом, минералогическая зональность выражается в закономерной смене парагенезисов от меланократовой каймы к диоритовому ядру, а также изменением состава минералов, характеризующих смену  $P-T$ -условий при становлении плутона [9].

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение концентраций элементов Ni, Cu, Zn, Ga, Pb, Rb, Sr, Y, Zr проводилось рентгенофлуоресцентным методом на энергодисперсном анализаторе TEFA-111 фирмы «ORTEC». Анализатор снабжен охлаждаемым Si (Li)-детектором с разрешающей способно-

Некоторые параметры рентгенофлуоресцентного метода, примененного в работе

Элемент	Диапазон определяемых концентраций, мкг/г	К-фактор	Элемент	Диапазон определяемых концентраций, мкг/г	К-фактор
Ni	10—1600	1,82	Rb	5—1100	0,72
Cu	8—750	1,76	Sr	10—2100	1,31
Zn	20—400	1,29	Y	8—90	0,92
Ga	10—80	1,42	Zr	30—2200	1,93
Pb	6—250	1,25			

стью 165 эВ на линии 5,9 кэВ, рентгеновской трубкой с Mo/W-анодом, 1024-канальным анализатором импульсов. Управляется анализатор мини-ЭВМ LSI-11/02 с объемом оперативной памяти 24 кбайт.

Порошковые пробы, размолотые до крупности 50 мкм, насыпались в полиэтиленовые кюветы с дном из майларовой пленки толщиной не более 4 мкм. При диаметре кюветы 32 мм масса пробы составляла 6—8 г, так что анализ проводился в насыщенных слоях.

Флуоресцентные спектры накапливались при следующих условиях: напряжение на рентгеновской трубке — 30 кВ, ток — 200 мкА, анод — Mo, фильтр — Mo, время облучения — 300—500 с, разрешение анализатора — 20 эВ/канал. Анализ проводился по  $K_{\alpha}$ -линиям названных элементов, кроме Pb, анализ которого проводился по  $K_{\beta}$ -линии.

Концентрации вышеуказанных элементов определялись способом стандарта-фона [10]. В этом способе аналитическим параметром является интенсивность линии определяемого элемента, нормированная по интенсивности некогерентного рассеянного возбуждающего излучения (в данном случае — линии материала анода трубки —  $MoK_{\alpha}$ ). Однако, в отличие от [10], где для определения фонового излучения применялась довольно сложная процедура, предполагалось, что интенсивность фонового излучения по  $i$ -м элементам  $I_{\Phi i}$  линейно зависит от интенсивности некогерентно рассеянного возбуждающего излучения  $I_{нк}$ :  $I_{\Phi i} = \alpha_i I_{нк} + \beta_i$ . Следовательно, концентрация  $i$ -го элемента  $C_i$  связана с измеренной интенсивностью линии  $i$ -го элемента  $I_i$  (без учета фона):

$$C_i = K_i \frac{I_i - I_{\Phi i}}{I_{нк}} = K_i \frac{I_i - \alpha_i I_{нк} - \beta_i}{I_{нк}}. \quad (1)$$

В случае, когда имеется наложение спектральных линий (например, наложение Rb  $K_{\beta}$  на Y  $K_{\alpha}$  и Sr  $K_{\beta}$  на Zr  $K_{\alpha}$ ), эта связь усложняется следующим образом:

$$C_i = K_i \frac{I_i - \alpha_i I_{нк} - \beta_i - \lambda_{im} I_m}{I_{нк}}, \quad (2)$$

где  $I_m$  — интенсивность линии «мешающего» элемента (отделенная от фонового).

Параметры  $K_i$ ,  $\alpha_i$ ,  $\beta_i$ ,  $\lambda_i$  определялись по набору эталонных образцов методом наименьших квадратов по минимизации  $K$ -фактора, представляющего собой усредненное значение

$$K_i = \left\{ \frac{1}{N-4} \sum_{n=1}^N \frac{[C_{i_{атт}}^{(n)} - C_{i_{изм}}^{(n)}]^2}{C_{i_{атт}}^{(n)}} \right\}^{1/2}, \quad (3)$$

где  $K_i$  —  $K$ -фактор  $i$ -го элемента,  $N$  — число эталонов,  $n$  — текущий номер эталона,  $C_{атт}$  —

аттестованная концентрация в эталонном образце,  $C_{изм}$  — измеренная концентрация по формуле (2).

Набор эталонных образцов состоял из 29 стандартных образцов состава (СОС), из них 18 СОС разработаны в ИГЕМ АН СССР (серии МУ, МО, МК, МЦ), 7 СОС — в Институте геохимии СО АН СССР (типы СИ-1, СГД-1А, СТ-1А и др.), 3 СОС — в Почвенном институте ВАСХНИЛ (СП-1, СП-2, СП-3), один СОС донных осадков — в Институте океанологии АН СССР (СДО-3). Метрологические данные методики приведены в табл. 1.

Анализ породообразующих компонентов выполнен в Новосибирской опытно-методической экспедиции на квантометре.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ГРАДИЕНТЫ В МАЧЕВНИНСКОЙ КАМЕРЕ

Изучение химической стратификации Мачевнинского массива проводилось по двум профилям (см. рис. 1, б), расположенным в его центральной (профиль I) и южной (профиль II) частях.

Центральный профиль охватывает полностью разрез мафической каймы (табл. 2, рис. 2), а также верхнюю часть лейкократового ядра. Концентрации титана устойчиво падают от краевого габбро к нижним пироксеновым габбро и кумулятам. Новый цикл (внутренняя камера) также начинается с относительно обогащенных  $TiO_2$  пород, и далее повторяется та же тенденция. Поведение щелочей указывает на различия в эволюции двух систем (см. рис. 2). Концентрации щелочей во внешней камере снижаются к кумулятам. В целом тенденция может быть объяснена интенсивной кристаллизацией раннего флогопита, обогащающего краевые фации внешней камеры калием. Внутренняя камера начинается с более обогащенных  $K_2O$  мафитов и затем его концентрации устойчиво возрастают, в полном соответствии с вариациями этого элемента в концентрически-зональных островодужных интрузивах (см. рис. 2). Поведение СаО противоположно вариациям щелочей и

Представительные анализы интрузивных пород вдоль профиля I

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	60,21	44,79	45,53	42,44	47,11	50,62	45,83
TiO <sub>2</sub>	0,46	1,54	0,74	0,68	0,27	0,60	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,91	13,05	6,01	15,98	4,37	16,44	13,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	7,77	5,47	7,68	0,10	4,10	5,02
FeO	3,44	8,68	8,99	6,10	8,87	5,52	6,96
MnO	0,12	0,17	0,21	0,13	0,18	0,20	0,23
MgO	2,52	7,14	14,42	10,14	21,49	5,40	11,35
CaO	5,78	10,75	16,50	15,41	15,24	8,99	10,84
Na <sub>2</sub> O	3,34	2,26	0,65	0,65	0,27	3,34	1,51
K <sub>2</sub> O	2,41	0,48	0,18	0,29	0,10	2,02	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,37	0,06	0,01	0,03	0,37	0,12
n. n. n.	2,19	2,80	1,29	1,12	2,50	2,02	3,54
Сумма	100,13	99,80	100,05	100,63	100,53	99,62	100,36
FeO*/MgO	2,3	2,2	0,9	1,3	0,4	1,7	1,0
Ni	21	51	106	52	256	41	170
Rb	36	1	9	4	5	42	1
Sr	863	370	94	827	147	968	315
Zr	62	48	29	3	14	25	39
Y	21	33	12	9	8	19	16
Rb/Y	1,71	0,03	0,75	0,44	0,63	2,21	0,06
Ti/Zr	45	193	153	360	116	144	158
Zr/Y	3,0	1,46	2,42	0,33	1,75	1,3	2,4

Примечание. 1 — диоритовая зона, клинопироксен-рогообманковый диорит (обр. 82/87); 2 — зона пегматоидных габбро, амфиболитизированное габбро (обр. 87/87); 3 — кортландит-пироксеновая зона, биотитовый пироксенит (обр. 91/87); 4 — зона двупироксеновых габбро (обр. 89/87); 5 — пироксенит-верлитовая зона, биотитосодержащий верлит (обр. 96А/87); 6 — зона порфиридных габброидов, биотит-рогообманковое габбро (обр. 73/87); 7 — краевые габбро (обр. 71/87). Здесь и далее порообразующие окислы — в мас. %, редкие элементы — в г/т.

хорошо коррелирует с MgO. Содержания MgO несколько уменьшаются от мафических краевых габброидов к наиболее дифференцированным породам центральной части каймы и затем возрастают с приближением к кумулятивной зоне (см. рис. 2). Во внутренней камере концентрации MgO устойчиво снижаются от пород кортландит-пироксенитовой зоны к лейкократовому ядру, фиксируя нормальный тренд кристаллизации в известково-щелочных камерах [16, 22]. Поведение фосфора прямо коррелируется с поведением щелочей.

Железомagneйное отношение характеризуется дугообразным трендом в кайме (см. рис. 2) и увеличением в разрезе внутренней камеры. Необходимо отметить, что краевые фации обеих камер имеют близкие значения FeO\*/MgO (1—1,2) в наиболее примитивных породах.

Поведение Ni полностью коррелируется с MgO, Rb — со щелочами. Для Sr не наблюдается отчетливых закономерностей, что может быть обусловлено локальным обогащением отдельных горизонтов камеры кальциевым плагиоклазом. Однако можно говорить о тенденции возрастания концентраций Sr при пере-

ходе к наиболее дифференцированным породам обеих камер. Поведение Zr прямо коррелировано с крупноионными литофилами (см. рис. 2), а Y характеризуется более сложными вариациями, больше напоминающими распределение в разрезе TiO<sub>2</sub>.

Профиль II (табл. 3, рис. 3), расположенный в южной части массива, несколько отличается по ряду характеристик, в частности, ему присуща большая химическая однородность. Титан в мафической кайме устойчиво снижается, полностью повторяя тренд профиля I (см. рис. 3). В лейкократовой части профиля он характеризуется устойчивыми концентрациями во всех типах пород (см. табл. 3). Щелочи устойчиво возрастают вдоль всего профиля, образуя единый тренд. Это объясняется отсутствием в разрезе кумулятов внешней и зоны закалки внутренней камер, обеспечивающих изменения эволюционных трендов. Такие же непрерывные тренды дифференциации наблюдаются по CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, FeO\*/MgO, Rb, Sr, в меньшей степени Ni. При этом лейкократовое ядро практически не обнаруживает значимых геохимических градиентов. Некоторые закономерности фиксируют-

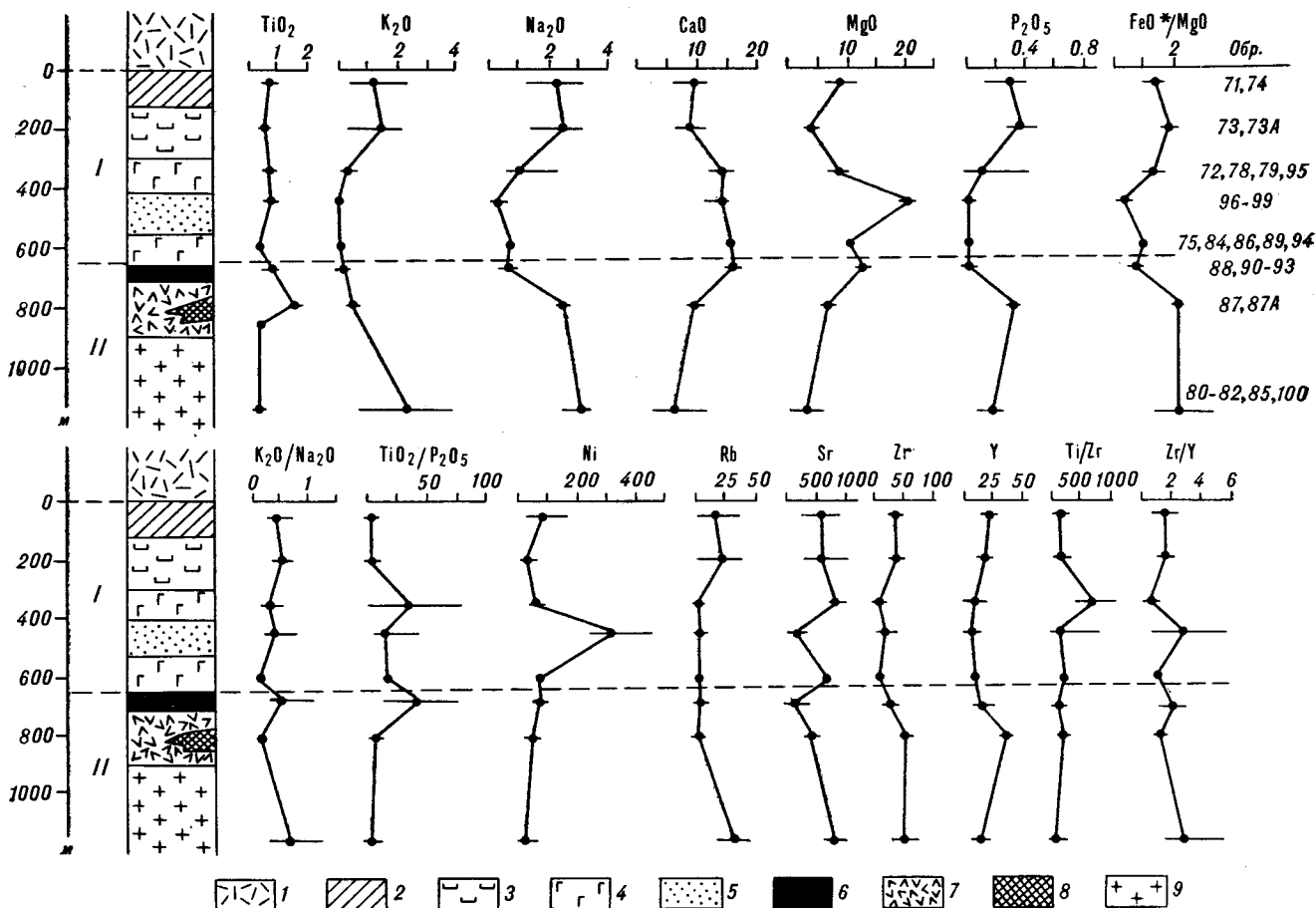


Рис. 2. Вариации состава интрузивных пород вдоль центрального профиля I.

1 — вмещающие образования Мачевнинского комплекса; 2 — краевой габбро-норит; 3 — зона порфировидных офитовых габброидов; 4 — зона двупироксеновых габбро; 5 — пироксенит-верлигитовые кумуляты; 6 — кортландит-пироксенитовая зона; 7 — такситовые диориты; 8 — перматойдное габбро; 9 — массивные крупнозернистые диориты. Здесь и далее порообразующие описания — в мас. %, редкие элементы в г/т, I — внешняя камера, II — внутренняя камера.

ся только по высокозарядным литофилам (см. рис. 3). Поведение Zr полностью повторяет тренд по профилю I (см. рис. 2). Y прямо коррелирует с Zr.

Таким образом, наблюдаются четкие различия в направленности эволюции каймы (внешняя камера) и ядра (внутренняя камера) Мачевнинского плутона. Они фиксируются по различным геохимическим градиентам, резкое изменение которых строго приурочено к геологической границе двух интрузивных разрезов. В то же время наблюдается и определенное сходство, свидетельствующее о геохимическом родстве двух камер.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЭВОЛЮЦИИ «ВЛОЖЕННЫХ» КАМЕР

Установленные выше зависимости фиксируются и при анализе геохимической эволюции Мачевнинской камеры.

На диаграмме Ni—SiO<sub>2</sub> (рис. 4) видно, что основным фактором, контролировавшим обра-

зование кумулятов внешней камеры, была гравитационная отсадка оливина, обеспечившая их принципиальное отличие от закалочных пород (кортландит-пироксенитовая зона) внутренней камеры. Среди габброидов выделяются две группы с разной кремнекислотностью и близкими содержаниями никеля. Недосыщенный SiO<sub>2</sub> тренд обусловлен интенсивным фракционированием флогопита, приведшим к образованию биотит-пироксеновых габбро. Однако, основной тенденцией в эволюции габброидной каймы была совместная кристаллизация биотита и клинопироксена с возрастанием доли клинопироксена и уходом флюидной фазы в остаточный расплав (внутренняя камера) при дифференциации.

Ранее фракционирование биотита фиксируется и на диаграмме Rb—SiO<sub>2</sub> (см. рис. 4) в виде тенденции с постоянным уровнем концентрации Rb и пониженной кремнекислотностью. Нормальный тренд накопления Rb проявлен в габбро-диоритовой части внутренней камеры, далее при дифференциации кон-

Представительные анализы интрузивных пород вдоль профиля II

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50,77	47,14	52,33	55,33	54,05	48,62	49,18	46,60	43,26	45,92
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,64	0,71	0,50	0,58	0,75	0,65	0,45	0,84	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,33	15,37	17,61	17,76	18,78	15,30	16,35	12,54	15,44	17,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,04	5,91	4,24	3,24	2,52	3,96	4,87	4,92	6,51	5,20
FeO	5,40	5,94	4,69	4,22	5,54	6,49	5,78	7,03	7,03	6,49
MnO	0,16	0,22	0,15	0,11	0,21	0,21	0,14	0,21	0,19	0,14
MgO	4,64	6,60	4,06	3,34	3,69	8,45	5,79	9,12	7,71	6,65
CaO	8,83	12,33	7,67	6,22	7,42	9,94	10,63	14,10	12,65	12,10
Na <sub>2</sub> O	3,07	2,05	3,72	4,04	2,97	2,48	2,75	2,59	2,65	1,94
K <sub>2</sub> O	2,31	1,49	1,98	3,39	1,98	0,45	0,77	0,67	0,63	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,27	0,31	0,38	0,40	0,18	0,34	0,28	0,62	0,21
n. n. n.	1,99	2,52	2,29	2,02	1,94	2,59	2,49	1,07	2,95	2,00
Сумма	99,80	100,48	99,76	100,55	100,08	99,42	99,74	99,58	100,48	99,74
FeO*/MgO	1,95	1,7	2,1	2,1	2,1	1,2	1,8	1,33	1,7	1,7
Ni	35	38	30	34	21	120	41	68	49	57
Rb	31	27	29	43	36	2	12	3	5	5
Sr	85	872	801	839	780	462	731	780	980	361
Zr	47	19	65	55	39	40	47	7	37	61
Y	28	18	23	21	21	16	15	12	24	27
Rb/Y	1,11	1,50	1,26	2,05	1,71	0,13	0,80	0,25	0,21	0,19
Ti/Zr	101 *	202	66	55	77	113	83	286	136	106
Zr/Y	1,7	1,1	2,8	2,6	1,9	2,5	3,1	0,6	1,5	2,3

Примечание. 1 — диоритовая зона, пироксен-роговообманковый диорит (обр. 23/87); 2 — лейкогабброидная зона, пироксен-роговообманковое габбро (обр. 31/87); 3 — диоритовая зона (продолжение), биотит-роговообманковый диорит (обр. 35/87); 4 — зона слюдяных диоритов, слюдяной монцодиорит (обр. 50/87); 5 — зона полосчатых диоритов, тахситовый диорит (обр. 45/87); 6 — зона пироксеновых габбро и габбро-монцонитов, пироксеновое габбро (обр. 61/87); 7 — зона порфировидных габброидов, биотит-пироксеновое габбро (обр. 57/87); 8 — 9 — краевое габбро: 8 — офиолитовое монцогаббро (обр. 48/87); 9 — мафическое габбро (обр. 69/87); 10 — зона заалки, микрозернистый габбро-норит (обр. 38/87).

центрации Rb поддерживаются на одном уровне, что объясняется фракционированием калиевого полевого шпата на заключительных этапах эволюции системы в целом.

Еще более ярко эволюционное сходство обеих камер выявляется при анализе совместного распределения Rb и Y (рис. 5). На этой диаграмме обособляются тренды дифференциации самостоятельных высокомагнезиальных андезитовых (бонинитоподобных) расплавов (тренд с клинопироксеновым контролем) и высокоглиноземистых базальтовых магм (тренд с плагиоклазовым контролем). Первые типичны для ранних стадий развития энзиматических дуг, а также встречаются в специфических окраинно-континентальных рифтах «южно-корякского» типа. Вторые доминируют на поздних этапах островодужного развития и образуют основной объем продуктов магматизма зрелых дуг и активных окраин. На диаграмме Rb—Y (см. рис. 5) показана область пород каревых фаций Мачевнинского массива, наиболее близких по геохимическим характеристикам к первичному расплаву. Четко обособлен кумулятивный тренд, причем ему следу-

ют некоторые составы зоны пироксеновых габброидов (центральная часть внешней камеры), представляющие собой уже фракционированные породы. Учитывая тот факт, что первичным высокоглиноземистым базальтоидным расплавам присущи более высокие концентрации Y, которые при дифференциации будут расти, можно отнести габброиды Мачевнинского массива к раннеостроводужным образованиям. Этот вывод подтверждается направленностью эволюции плутона в целом. Породы лейкократового ядра и многие габброиды каймы следуют тренду с клинопироксеновым контролем в отличие от интрузивных образований энзиматических островодужных обстановок (комплексы Ясилау-Яу-Яу в Папуа Новая Гвинея и Кептейнс Бей в Алеутской дуге).

На фоне сходства геохимической эволюции двух камер наблюдаются и определенные различия. На диаграмме Sr—Zr (рис. 6) также обособляется поле относительно примитивных пород, а верлиты и пироксениты внешней камеры образуют низкоциркониевый кумулятивный тренд со слабым накоплением Sr.

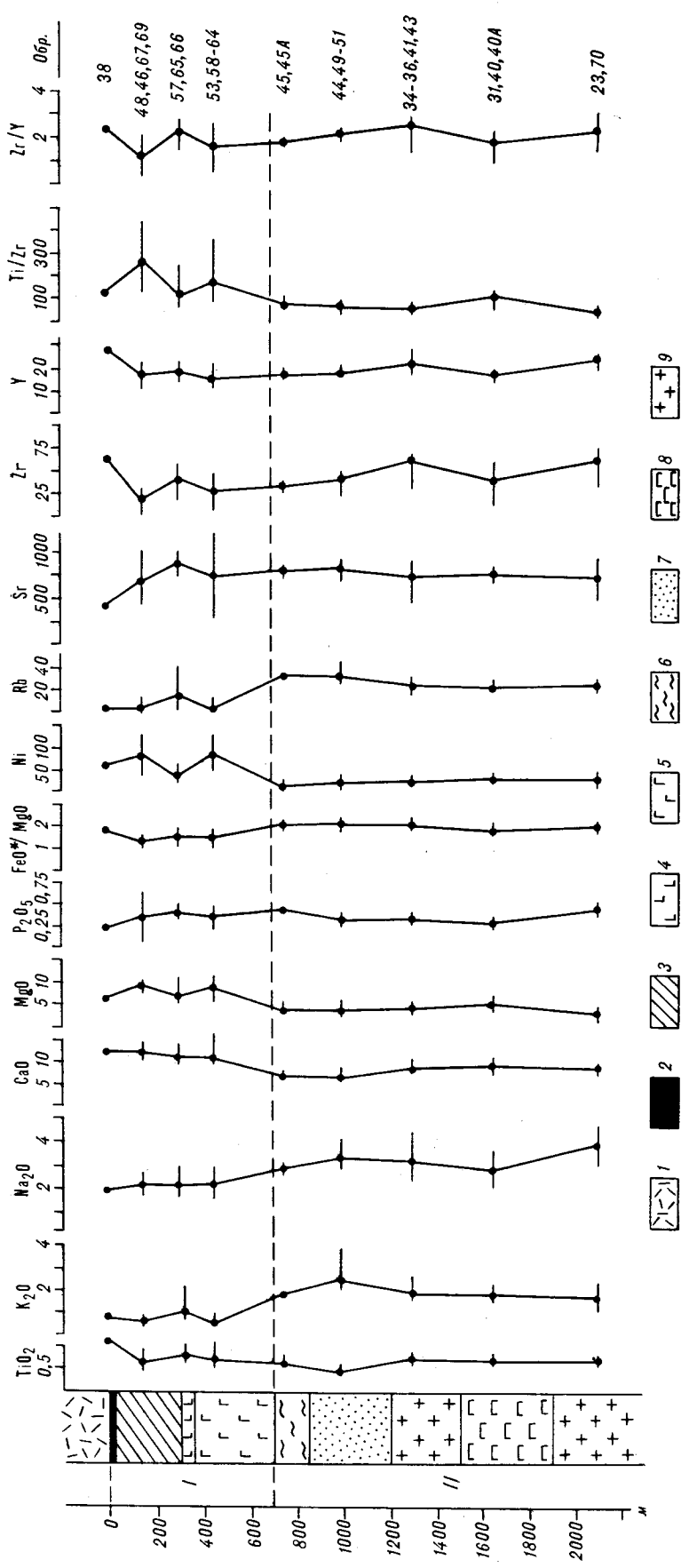


Рис. 3. Вариации состава интрузивных пород вдоль южного профиля II.

I — вмещающие образования маченинского комплекса; 2 — субафировые амфиболитованные микрогаббро-нориты зоны закалки; 3 — гравое габбро; 4 — зона порфиридных мафитовых габброидов; 5 — зона монцогаббро; 6 — полосчатые диориты; 7 — зона слюдяных диоритов и лейкократовых монцогаббро; 8 — кварцсодержащие монцогаббро; 9 — массивные крупнозернистые диориты.

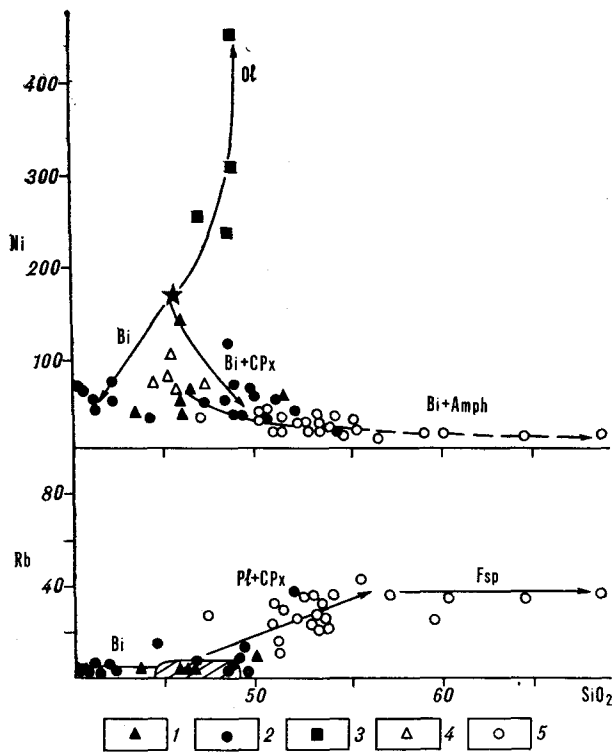


Рис. 4. Вариации Ni, Rb и SiO<sub>2</sub> в породах Мачевнинского массива.

1—3 — внешняя камера (1 — краевое габбро, 2 — пироксеновое габбро, 3 — верлит-клинопироксенистые кумулаты); 4, 5 — внутренняя камера (4 — кортландит-пироксенистая кайма, 5 — диоритовое ядро). Тренды фракционирования: Ol — оливина, Bi — биотита, CPx — клинопироксена, Amph — амфибола, Pl — плагиоклаза, Fsp — калиевого полевого шпата. Здесь и на рис. 5, 6 заштриховано поле пород Мачевнинского массива, наиболее близких к предполагаемому исходному расплаву (звездочка).

В дальнейшем после разделения слабо фракционированного расплава (исходная единая камера) на две изолированных магматических системы (внешняя и внутренняя камеры), фракционирование в них различалось. Серия внешней камеры характеризуется отчетливым обогащением Sr и обеднением Zr, что согласуется с предположением об интенсивном фракционировании парагенезиса Ol + CPx + Phl при нарастающей в нем доле клинопироксена. Внутренняя камера обнаруживает одновременное накопление Sr и Zr, типичное для известково-щелочных интрузивных серий [16, 36].

Геохимический анализ подтверждает генетическую мощьность двух камер, зародившихся в единой магматической системе и в то же время устанавливает принципиальное различие путей их дифференциации.

#### СРАВНЕНИЕ С КАМЕРАМИ ДРУГИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

В табл. 4 отражены основные характеристики расслоенных комплексов различного типа

и Мачевнинской камеры.

Стратиформные интрузии характеризуются наибольшим своеобразием строения и состава. Им присущ железистый тренд дифференциации с появлением сильно фракционированных ферродиоритов и феррогранофиров на заключительных этапах кристаллизации (см. табл. 4). Они характеризуются наличием скрытой расслоенности, отражающей кристаллизацию исходного толеитового расплава в тектонически стабильной камере в условиях континентального рифтинга.

Камеры орогенных (в широком смысле) обстановок более разнообразны и обнаруживают вариации внутренней структуры, петрографических типов, геохимических характеристик (см. табл. 4). Комплексы кламатского типа отвечают ранним стадиям развития островной дуги. По времени их внедрение следует за включением офиолитов в комплекс зарождающейся островной дуги и за «постофиолитовым» магматизмом, связанным с заложением зоны субдукции [29]. Массивы аляскинского типа также традиционно относятся к островодужным образованиям и в некоторых работах даже связываются с ранними этапами формирования крупных батолитов [35]. Однако для более точной привязки этих массивов к этапам и тектоническим обстановкам в переходных зонах от океана к континенту необходимы дополнительные исследования. Наиболее характерной чертой плутонов аляскинского типа является наличие центрального (перидотитового) ядра, являющегося чужеродным по отношению к другим породам и интерпретируемого в качестве остаточного кумулята из ранних мафитовых расплавов [19]. Внешне сходный процесс наблюдается в так называемых комплексах «магнезиального типа» [24]. Однако в последних ассимилируемый перидотит представлен гардбургитовым тектонитом, аналогичным офиолитовым метаморфическим ультрабазитам. Кроме того, в магнезиальных ассоциациях проявлено интенсивное фракционирование ортопироксена. Последний редок в аляскинских комплексах (см. табл. 4). Наиболее четкой является позиция массивов полуостровного типа (батолиты Полуострова, Сьерра Невада, Ладакх, плутоны Лос Пинос, Кептейнс Бей), характерных для зрелых дуг и активных окраин, а также коллизионных обстановок.

Как видно из этого краткого обзора, Мачевнинский массив обнаруживает различия со всеми типами островодужных интрузивных ассоциаций. От массивов кламатского, полуостровного и магнезиального типа он отличается многостадийным внедрением различных порций расплава и приуроченностью к «бони-

Тип камер	Структура	Петрофизические ассоциации	Минералогия
1. Стратиформные интрузии	Ритмическая макро- и микрорасслоенность; структуры магматического течения; кумулятивные текстуры, скрытая расслоенность; фрагменты внутрикамерных пластических надвигов	Д; В; Г; П; Гб; ГН; Ге — Д; Ге — Гр	Магнезиальный Ол в ассоциации с МП, поздний РП, быстрый рост в МП; ранний хромит
2. Расслоенные комплексы офиолитов	Кумулятивные до изотропных текстуры; интенсивная расслоенность в нижней части камеры; совмещение в разрезе генетически различных интрузивных ассоциаций; широкое развитие субсолидусных деформаций	Л; В; П; Гб; Д; Тн; Тр; Пл — Гр	Ранние кумуляты с Ол, Шп, МП, РП; умеренный рост в железомagneзиальных фазах; широкое развитие позднематической амфиболитизации
3. Аляскинский тип	Грубая концентрическая зональность и микрорасслоенность; седиментационные структуры, структура обрыва; несогласия, турбулентные (вихревые) структуры; брекчирование и локальное развитие субсолидусных деформаций	Д; В; Ол; П; Рог — П; Гл; ГН; Рог — Гб	Присутствие Пл; в У/М части отсутствие РП; обильный рудный в цироксенитах; иногда ранний флогопит
4. Клаватский тип	Сложные взаимоотношения между различными типами пород; явления механического смещения и брекчирования; течение вещества в пластическом состоянии; широкое развитие процессов провеса кровли и поздней аплитизации; тектонитовые структуры в верлитах	Д; В; Ол — П; Рог — П; Гл; ГН; Рог — Гб; Д; ГД	РП в У/М части; магнетит редок; проходящий глиноземистый амфибол; вторичные дуниты
5. Мачевнинский тип	Концентрически-зональное строение; грубая расслоенность с наличием линз и блоков различных пород; редкость директивных структур; отсутствие субсолидусных деформаций; широкое развитие процессов провеса кровли; наличие внутреннего контакта между двумя камерами («вложенные» камеры)	В; П; Гб; ГН; Рог — Гб; Гб — Д; Д; ГД	РП относительно редок; в У/М части отсутствует; хромистый магнетит и марганцевый ильменит; субликвидусная ассоциация флогопита и МП
6. Магнезиальный тип	Концентрически-зональное строение с чужеродным перидотитовым ядром, сохраняющим тектонитовые структуры	Д; П; Гл; ГН; Рог — Гб; Д; ГД	Широко развит РП; Пл отсутствует в У/М части; вторичные дуниты
7. Полуостровной тип	Сложное «пятнистое», реже зональное строение; широкое развитие процессов ассимиляции и гибридизма; такситовые текстуры; обилие поздних аплитов	Рог — Пл — Л; Рог — Пл — П; Тр; ГН; Рог — Гб; Д; Тн	Широко развит РП и Пл; Мт проходящий, но не обильный; амфибол и Fe-биотит поздние

Примечание. В таблице использованы данные из работ [2, 4, 6, 7, 12, 15—19, 22, 24, 31, 34—36]. Д — дуниты, В — верлиты, Тн — тоналиты, Тр — трондjemиты, Гл — горнблeдиты, Л — лерцолиты; Ол — оливин, Рог — роговая обманка, Пл — плагиок

нитовому» тренду дифференциации (в отличие от большинства островодужных серий). Еще одно отличие от всех орогенных комплексов заключается в объемах ультрамафитовых пород и масштабе накопления оливинсодержащих кумулятов. По комплексу данных Мачевнинский массив может быть отнесен к образованиям ранних этапов развития энсиматических островных дуг и в этом плане синхронен камерам клаватского типа. Такой вывод подтверждается интрузивными взаимоотношениями (см. рис. 1) описываемого плутона и мачевнинского вулканогенно-обломочного комплекса, относимого к типичным представителям постофиолитового вулканизма [13].

Плутоны клаватского типа также интродуцируют либо офиолиты, либо вулканогенно-осадочные ассоциации энсиматической коры [33, 35], по ряду признаков близкие к постофио-

литовым образованиям [37]. Плутоны клаватского типа, как и Мачевнинский массив, предшествуют во времени типичным островодужным образованиям и нигде не обнаруживают интрузивных соотношений с островодужными комплексами или ассоциациями зрелой коры.

В свете этих данных последовательность событий может быть представлена в следующем виде: заложение зоны субдукции — отчленение фрагмента океанической литосферы — постофиолитовый вулканизм — образование камер клаватского и мачевнинского типов — островодужный вулканизм — образование камер полуостровного типа. Таким образом, проявление «вложенных» камер мачевнинского типа может служить критерием для идентификации палеостроводужных комплексов ранних стадий развития в складчатых областях.



## структурно-вещественные характеристики

Геохимические характеристики	Обстановка и механизм формирования
Ярко выраженный толеитовый тренд дифференциации с одновременным обогащением высокозарядными литофилами и легкими РЗЭ	Различные этапы континентального рифтинга; внедрение базитовой магмы и кристаллизации
Толеитовые или известково-щелочные тренды соответственно с истощением или обогащением легкими РЗЭ; разнообразное поведение крупноионных и высокозарядных литофилов	Различные океанические и субдукционные обстановки; внедрение базитовых магм и кристаллизация в обстановке активного рифтинга с последующим покровообразованием и формированием глубинных срывов
Переходные к известково-щелочным тренды дифференциации с появлением субщелочных тенденций (шпонитоподобные поздние габброиды)	Субдукционная обстановка; длительное (многоэтапное) формирование в условиях турбулентного подъема кристаллизующей обводненной магмы; позднее внедрение габброидов
Четкий известково-щелочной тренд с умеренным обогащением легкими РЗЭ при пониженных содержаниях высокозарядных литофилов («бонинитоподобный» тренд)	Ранние стадии развития островодужных структур; кристаллизация пикритовидных магм с ремобилизацией ранних кумулятов при повторном внедрении более дифференцированной магмы в тот же очаг
То же	Ранние стадии развития островодужных структур; кристаллизация пикритовидной магмы с образованием внутренней границы раздела; формирование вложенных камер, после обособления развивающихся по собственным сценариям
Известково-щелочной тренд с обогащением легкими РЗЭ и крупноионными литофилами	Зрелые островные дуги и активные окраины; взаимодействие исходной магмы с вмещающими перидотитами
Сильно дифференцированные серии с четким известково-щелочным трендом и значительным обогащением легкими РЗЭ и крупноионными литофилами	Развитые и зрелые дуги, активные окраины, зоны коллизии; кристаллизация исходной базитовой магмы с последующими импульсами более кислых расплавов

литы, Г — гарцбургиты, П — пироксениты, Гб — габбро, ГН — габбро-нориты, Д — диориты, ГД — габбро-диориты, Гр — граниты, лаз, МП — моноклинный пироксен, РП — ромбический пироксен, Мг — магнетит, Шп — шпинель, У/М — ультрамафический ит.

Необходимо отметить, что становление массивов кламатского типа сопровождается внедрением роев сближенных (иногда параллельных) даек, указывающих на обстановку растяжения [33]. Такие же дайковые серии сопутствовали образованию комплекса Смартвилл в Сьерра Неваде в процессе рифтогенеза энсиматической островной дуги [18], причем по ряду признаков комплекс Смартвилл является структурно-вещественным аналогом Мачевнинского массива. Становление последнего также сопровождалось внедрением даек известково-щелочных лампрофиров (гранатовые спессартиты и вогезиты), также относимых к продуктам интрадугового рифтогенеза [32]. Приведенные материалы позволяют уточнить обстановку формирования камер мачевнинского типа, образующихся в зонах локального растяжения в пределах энсиматических (эволюционно незрелых) островных дуг.

## НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Приведенные материалы позволяют сформулировать возможные этапы образования сложнопостроенного Мачевнинского плутона (рис. 7).

На первом этапе происходит заполнение камеры исходным магнезиальным базальтовым расплавом и установление температурного градиента. У стенки камеры начинается кристаллизация оливина, а также (в меньших количествах) клинопироксена и биотита.

Далее (второй этап) эволюция пока еще единой камеры определяется гравитационной отсадкой оливина, клинопироксена и биотита с формированием верлитовых и пироксенитовых кумулятов. Зона локализации кумулятов определялась уровнем уравнивания гравитационной отсадки избыточным давлением

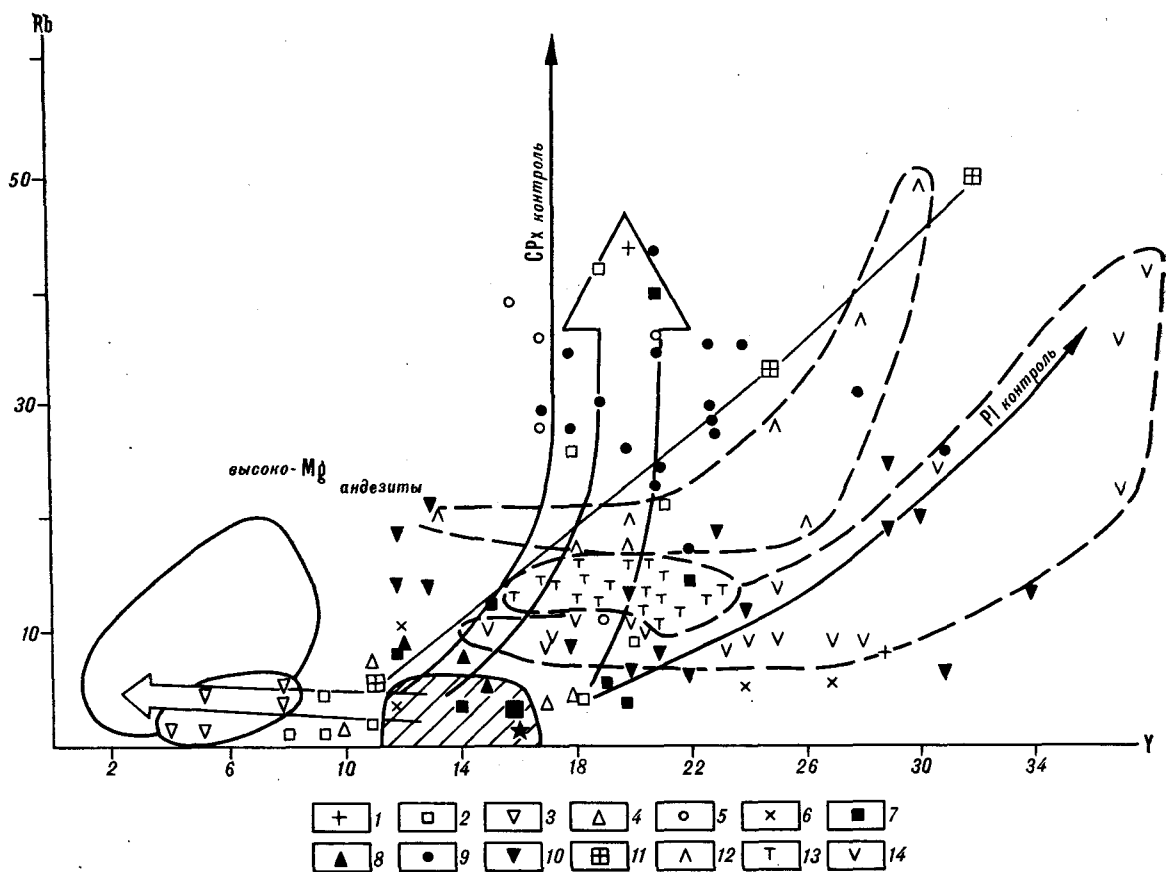


Рис. 5. Диаграмма Rb — Y для островодужных интрузивных и вулканических ассоциаций. Тренды с плагиоклазовым и клинопироксеновым контролем и поле составов высокомагнезиальных андезитов по [8].

1—9 — породы Мачевнинского плутона: 1—5 — центральный профиль (1 — краевое габбро, 2 — пироксеновое габбро, 3 — верлит-клинопироксеновые кумуляты, 4 — кортландиты и пироксениты, 5 — диориты), 6—9 — южный профиль (6 — краевое габбро, 7 — пироксеновое габбро, 8 — кортландиты и пироксениты, 9 — диориты); 10 — массив Ясилау-Яу-Яу, Папуа Новая Гвинея [36]; 11 — плутон Кейпейнс Бей, о. Уналашка, Алеутская дуга [31]; 12 — влк. Риндьяни, дуга Сунда [21]; 13 — влк. Хорульо, Мексика [25]; 14 — базальт-андезитовые ассоциации Марианской дуги [23, 28]. Штриховкой показано поле пород Мачевнинского массива, наиболее близких к предполагаемому расплаву (звездочка).

флюида из дегазирующегося ядра. Краевые фации плутона представлены биотит-пироксеновыми габброидами. Внешняя система (от зоны закалки до кумулятов) на этом этапе представлена смесью расплав + кристаллы (остаточный расплав — высококальциевые габброиды центральной части меланократовой каймы). Внутренняя система содержит фракционированный расплав с редкими мегакристаллами  $SPx$  и  $Vi$ . Внешняя и внутренняя система различаются температурными и плотностными свойствами. Поэтому, согласно модели [27], на границе этих двух систем возникает плотностной скачок и системы распадаются на две изолированные камеры (третий этап). Внутри плутона появляется контакт с зоной закалки, представленной кортландит-пироксеновой серией, непосредственно граничащей с кумулятами и нижними габбро внешней камеры. У раздела начинает формироваться крайняя фация внутренней камеры, фронт

кристаллизации продвигается внутрь последней. Температурный минимум на границе двух камер приводит к установлению противоположно направленных температурных градиентов. Температура во внешней камере повышается от кумулятов и краевых габброидов к центральной габбро-диоритовой зоне, во внутренней камере температура растет от фазовой границы к центру плутона. Оливин здесь отсутствует и кристаллизация клинопироксена и биотита в краевых частях внутренней камеры приводит к обогащению остаточного расплава лейкократовыми компонентами и последовательной кристаллизации плагиоклаза, калишпата и кварца с образованием диоритового ядра.

Аналогичный механизм был предложен для плутона Вули Крик в Клататских горах [15], являющегося структурно-вещественным аналогом Мачевнинского массива. Такие камеры (или их фрагменты) являются индикаторами

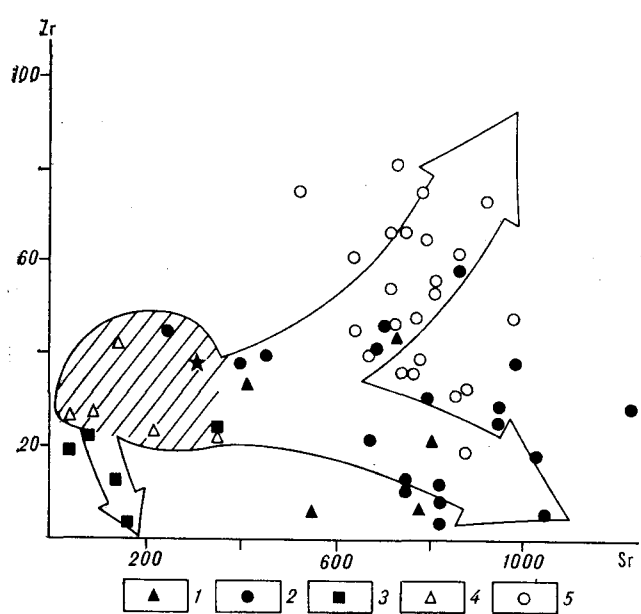


Рис. 6. Диаграмма Sr—Zr для пород Мачевнинского массива.

1—3 — внешняя камера (1 — краевое габбро, 2 — массивное пироксеновое габбро, 3 — верлит-клинопироксеновые кумуляты); 4, 5 — внутренняя камера (4 — кортландит-пироксенитовая кайма, 5 — диоритовое ядро). Заптриховано поле пород, наиболее близких к предполагаемому исходному расплаву (звездочка).

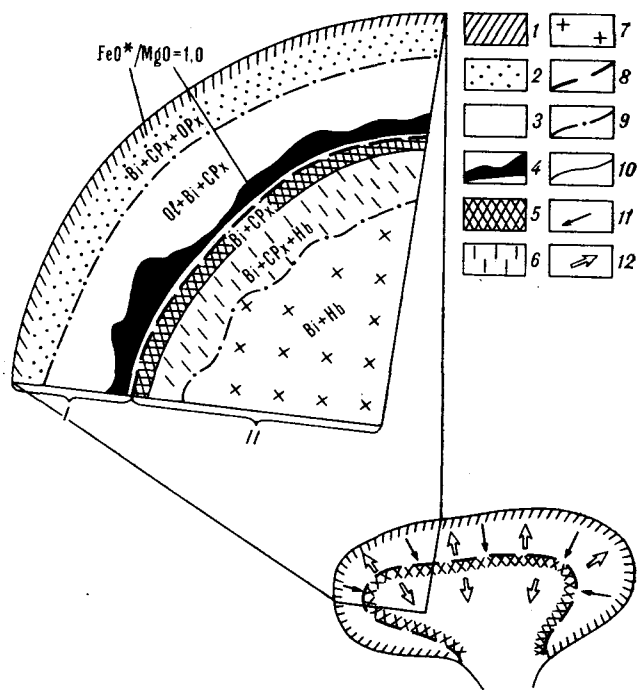


Рис. 7. Схема эволюции Мачевнинского массива.

1—4 — внешняя камера (I): 1 — зона закали, 2 — краевое габбро, 3 — пироксеновое габбро (остаточный расплав внешней камеры); 4 — верлит-клинопироксеновые кумуляты; 5—7 — внутренняя камера (II); 5 — кортландит-пироксенитовая кайма, 6 — габбро-диоритовая переходная зона, 7 — диоритовое ядро; 8 — граница между вложенными камерами; 9 — уровни смены минеральных парагенезисов (постепенные переходы); 10 — резкие внутрикамерные контакты; 11 — направления гравитационной отсадки ранних фаз; 12 — направления перемещения фронта кристаллизации. Объяснения в тексте.

раннеостроводужных комплексов и могут использоваться при тектонических реконструкциях.

Необходимо отметить, что подобные раннеостроводужные камеры при дифференциации следуют «бонинитовым» трендам на некоторых диаграммах и характеризуются «бонинитовой» геохимией в отношении поведения высоkozарядных литофилов. Такие же тенденции присущи высокомагнезиальным эффузивам ранних стадий развития островных дуг. Эти породы широко представлены в супрасубдукционных офиолитах и их камеры могут присутствовать в расслоенных разрезах последних. Наиболее часто, по-видимому, встречается случай, когда фрагменты океанической литосферы служат субстратом для интрадугового или преддугового рифтинга. Тогда в пределах расслоенного комплекса с океаническим химизмом (океанический офиолит) возникает известково-щелочная камера (островодужный

офиолит). Последняя может быть представлена в чистом виде (океаническая камера не вскрыта эрозией, либо тектонически растащена), а может ассимилировать океанические комплексы. Тогда последние сохраняются в виде отдельных фрагментов (блоков), реже — центральных ядер, сложенных лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. В этом случае возникает сложнопостроенная камера с гибридными породами (ассоциациями) и сложным трендом эволюции. Такие процессы типичны для офиолитов Северной Америки, особенно гор Кламат (массивы Тринити, Престон Пик) и запада Каскадных гор (комплексы Биг Джим, Ингаллс), а также офиолитовых ассоциаций Японии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Э. С. Геодинамика зоны перехода океан — континент на примере позднемезозойской — кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Геотектоника. — 1987. — № 4. — С. 102—114.
2. Богданов Н. А., Вишнева В. С., Кеппежискас П. К. и др. Геология юга Корякского нагорья. — М.: Наука, 1987.
3. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. — М.: Недра, 1988.
4. Добрецов Н. Л. Петрологические модели: парагенезис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии/ИГиГ СО АН СССР. — Новосибирск, 1981. — С. 109—124.
5. Егизаров Б. Х., Дундо О. П., Аликеева Л. И. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. — Л.: Недра, 1965.
6. Злобин С. К., Закаридзе Г. С. Геохимические черты островодужных плутонических комплексов и их

палеоаналогов // Геохимия.—1985.—№ 11.—  
С. 1567—1577.

7. *Кебезинскас П. К., Федорчук А. В., Усова Л. В.* Орбикулярные габброиды Олюторского хребта // Тихоокеан. геология.—1987.—№ 1.—С. 127—129.
8. *Кебезинскас П. К., Гулько Н. И., Ефремова Л. Б.* Геохимия позднекайнозойских вулканитов юга Корякского нагорья // Там же.—1987.—№ 6.—С. 67—75.
9. *Кебезинскас П. К., Усова Л. В.* Минералогическая зональность Мачевинского расслоенного интрузива (Корякское нагорье) // Геологические исследования литосферы.—М.: Наука, 1988.—С. 3—7.
10. *Савичев А. Т., Фогельсон М. С.* Анализ микроэлементов в горных породах на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном анализаторе // Изв. АН СССР. Сер. геол.—№ 4.—С. 137—140.
11. *Сухов А. Н.* Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1983.—№ 10.—С. 12—28.
12. *Федорчук А. В., Кебезинскас П. К.* О природе базит-гипербазитовых массивов Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка.—1987.—№ 6.—С. 11—18.
13. *Федорчук А. В., Гулько Н. И., Савичев А. Т.* Геохимия меловых базальтов вулканогенно-обломочной ассоциации Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1988.—№ 8.—С. 57—67.
14. *Шарков Е. В., Цветков А. А.* Проблема серий интрузивных магматических пород // Вулканология и сейсмология.—1987.—№ 1.—С. 30—41.
15. *Barnes C. G.* Petrology and upward zonation of the Wooley Greek batholith, Klamath mountains, California // J. Petrol.—1983.—V. 24, N 3.—P. 495—537.
16. *Bateman P. C., Chappell B. W.* Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne Intrusive series, Yosemite National Park, California // Geol. Soc. Amer. Bull.—1979.—V. 90, pt. 1.—P. 465—482.
17. *Beard J. S.* Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis // Geology.—1986.—V. 14, N 11.—P. 848—851.
18. *Beard J. S., Day H. W.* The Smartville intrusive complex, Sierra Nevada, California: the core of a rifted volcanic arc // Geol. Soc. Amer. Bull.—1987.—V. 99, N 6.—P. 779—791.
19. *Burns L.* The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc magmas // Can. J. Earth Sci.—1985.—V. 22, N 7.—P. 1020—1038.
20. *Campbell I. H., Turner J. S.* The influence of viscosity on fountains in magma chambers // J. Petrol.—1986.—V. 27, pt. 1.—P. 1—30.
21. *Foden J. D.* The petrology of the calc-alkaline lavas of Rindjani Volcano, East Sunda Arc: a model for island arc petrogenesis // Ibid.—1983.—V. 24, pt. 1.—P. 98—130.
22. *Gromet L. P., Silver L. T.* REE variations across the Peninsula Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arc // Ibid.—1987.—V. 28, pt. 1.—P. 75—125.
23. *Hole M. J., Saunders A. D., Marriner G. F., Tarney J.* Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands // J. Geol. Soc. London.—1984.—V. 141, N 3/4.—P. 453—472.
24. *Kelemen P. B., Ghiorsso M. S.* Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades // Contrib. Mineral. Petrol.—1986.—V. 94.—P. 12—28.
25. *Luhr J. F., Carmichael I. S. E.* Jorullo volcano, Michoacan, Mexico (1759—1774): the earliest stages of fractionation in calcalkaline magmas // Ibid.—1985.—V. 90, N 2/3.—P. 142—161.
26. *Martin D., Griffiths R. W., Campbell I. H.* Compositional and thermal convection in magma chambers // Ibid.—1987.—V. 96, N 4.—P. 465—475.
27. *McBirney A. R.* Mixing and unmixing of magmas // J. Volcanol. Geotherm. Res.—1980.—V. 7, N 3/4.—P. 357—371.
28. *Meijer A., Reagan M.* Petrology and geochemistry of the Island of Sarigan in the Mariana Arc: Calc-alkaline volcanism in an oceanic setting // Contrib. Mineral. Petrol.—1981.—V. 77, N 2/3.—P. 337—354.
29. *Mitchel A. H. G.* Ophiolite detachment and emplacement related to spreading ridge subduction // Ophioliti.—1985.—V. 10, N 2/3.—P. 355—362.
30. *O'Hara M. J.* Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber // Nature.—1977.—V. 266.—P. 503—507.
31. *Perfit M. R., Brueckner H., Lawrence J. R., Kay R. W.* Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite // Contrib. Mineral. Petrol.—1980.—V. 73, N 1.—P. 69—87.
32. *Rock N. M. S.* Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites // Trans. Royal. Soc. Edinburgh. Earth Sci.—1984.—V. 74, N 4.—P. 193—227.
33. *Saleeby J. B., Harper G. D., Snoke A. W., Sharp W. D.* Time relations and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, west-central Klamath Mountains, California // J. Geophys. Res.—1982.—V. 87, N 5.—P. 3831—3848.
34. *Smith T. E., Huang C. H., Walawender M. J. et al.* The gabbroic rocks of the Peninsula Ranges batholith, Southern California: cumulate rocks associated with calc-alkalic basalts and andesites // J. Volcanol. Geotherm. Res.—1983.—V. 18, N 1—4.—P. 249—278.
35. *Snoke A. W., Sharp W. D., Wright J. E., Saleeby J. B.* Significance of midmesozoic peridotitic to dioritic intrusive complexes, Klamath Mountains-western Sierra Nevada, California // Geology.—1982.—V. 10, N 3.—P. 160—166.
36. *Whalen J. B.* Geochemistry of an island arc plutonic suite: The Yasilau-Yau intrusive complex, New Britain, Papua New Guinea // J. Petrol.—1985.—V. 26, N 4.—P. 603—632.
37. *Wright J. E., Fahan M. R.* An expanded view of Jurassic orogenesis in the western United States Cordillera: Middle Jurassic (pre-Nevadian) regional metamorphism and thrust faulting within an active arc environment, Klamath mountains, California // Geol. Soc. Amer. Bull.—1988.—V. 100, N 6.—P. 859—876.

УДК 551.31(576.8)

*А. А. Андреев, В. М. Воробьев*

## О ТЕКТОНИКЕ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА В СВЕТЕ ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Систематизированы гидромагнитные данные, построена карта аномального поля масштаба 1 : 2 000 000, не содержащая элементов с неоднозначной рисовкой. Сечение изолиний на карте 200 нТ.

Показано, что основная масса намагниченных пород мелового возраста (офиолитов) сосредоточена в

Охотоморский сегмент — типичная область так называемой активной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В общем комплексе геофизических методов здесь неизменно выполняются магнитометрические работы. Периодическое обобщение этих данных имеет важное значение для познания истории становления фундамента региона, очень слабо изученного во всех отношениях.

Аэромагнитная съемка Охотоморского региона (1957 г.) впервые выявила важнейшие аномалии, которые в дальнейшем постоянно уточняются гидромагнитными съемками.

По мере накопления материалов гидромагнитных исследований магнитное поле Охотоморского региона описывается со все возрастающей полнотой. Наконец, в работе [12] сообщается о построении карты-схемы аномалий масштаба 1 : 1 500 000. Авторы этой работы основное внимание уделили характеристике магнитных провинций, выделенных на карте остаточных аномалий (наблюдаемое поле минус это же поле, пересчитанное на высоту 15 км). При таком анализе, однако, затушевывается приоритетная роль региональных магнитных аномалий, отражающих важнейший этап эволюции земной коры.

Региональные аномалии Охотоморского региона до сих пор не служили предметом специального рассмотрения, между тем, они составляют отличительную черту Охотоморского региона от других окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Отмеченное обстоятельство оправдывает наш подход к интерпретации аномального магнитного поля: выяснение тех особенностей строения, которые порождают в первую очередь региональные аномалии.

немногих узких трогах, тогда как намагниченные продукты эффузивно-магматической деятельности позднекайнозойского времени распространены по всему региону. Основное проявление позднекайнозойского магматизма сосредоточено к юго-западу от структурной «линии Кашеварова».

С этой целью с учетом материалов, положенных в основу работы [12], с привлечением результатов гидромагнитных съемок на акваториях около Курильских островов [8] составлена более полная схема магнитных аномалий, в оригинальном виде выполненная в масштабе 1 : 2 000 000.

Для многих прибрежных акваторий было возможно составление среднемасштабных карт магнитного поля. Однако слабая изученность центральных частей Охотского моря (рис. 1) ставит ограничение на выбор сечения изолиний на сводной карте. Сечение 200 нТ (рис. 2) выбрано как компромисс между желаемой детальностью карты и объективностью представления поля во всех частях рассматриваемого региона. С этой целью данные, полученные на профилях, интерполировались в узлы равномерной сети с ячейкой  $5 \times 5$  км. В свою очередь, значение поля в таком узле вычислено квадратичным интерполированием по скользящему окну  $20 \times 20$  км. Эта операция и рисовка изолиний выполнены на ЭВМ по программам математического обеспечения, применяемым трестом Дальморнефтегазгеофизразведка Мингазпрома СССР.

Построенная таким образом карта аномального магнитного поля несет максимум объективной информации и исключает необходимость многовариантной геологической трактовки тонкой структуры поля в центральных частях Охотского моря. В условиях имеющихся редких маршрутов для центральной части Охотского моря вопрос об ориентировке аномалий, строго говоря, остается открытым.

На более ранних схемах магнитного поля  $\Delta T$  [6] центральная часть Охотского моря изображалась аномалиями, вытянутыми вдоль

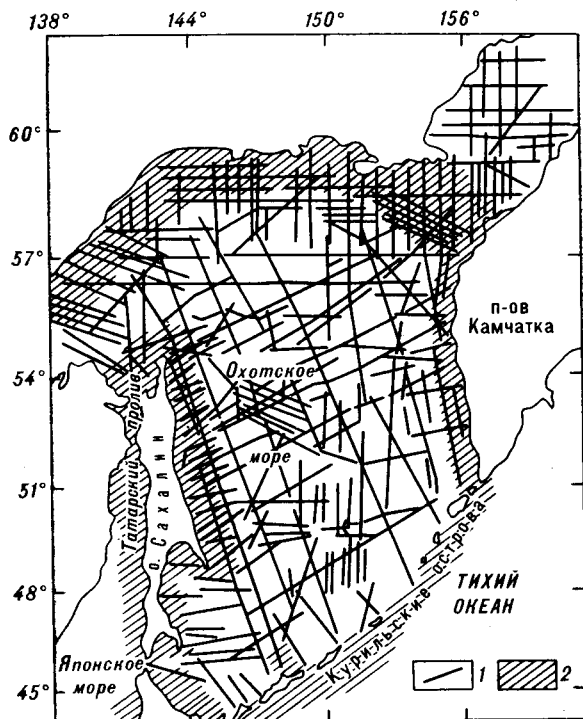


Рис. 1. Схема изученности Охотского моря гидромагнитными измерениями, по состоянию на 1988 г.

1 — гидротермальные профили, обеспеченные надежной спутниковой системой привязки; 2 — акватории, охваченные среднemasштабными гидромагнитными регулярными съемками.

контура предполагаемого здесь Охотского массива. На современном уровне изученности такая рисовка аномального поля не подтверждается. Вместе с тем на представленной нами схеме можно заметить, что морфология поля заметно различается по обе стороны от так называемой «линии Кашеварова», соединяющей южную оконечность Камчатки и подводную возвышенность Кашеварова в северо-западной части Охотского моря. Эта линия разделяет акватории с различными структурными планами. Юго-западнее линии широко развиты структуры растяжения, тогда как к северо-востоку от нее такие структуры редки или отсутствуют [13].

Оценивая предпосылки интерпретации аномального магнитного поля на акваториях, прежде всего обратим внимание на о. Сахалин, структуры которого лишь в плиоцене поднялись выше уровня моря, оформившись в единый остров современного вида.

На о. Сахалин геологические образования во всем возрастном диапазоне слабо магнитны (магнитная восприимчивость — единицы-десятки  $\times 10^{-6}$  ед. СГС). Геологическая и магнитная карты острова плохо коррелируют друг с другом. Выделяемые здесь региональные разрывные нарушения в целом не сопровождаются

изменением магнитного поля соответствующего ранга. Самый известный на Сахалине Тымь-Поронайский взбросодвиг не трассируется ни сменой рисунка, ни цепочками заметных магнитных аномалий [11].

На о. Сахалин положительные магнитные аномалии приурочены в абсолютном большинстве случаев к площадям развития пород, обогащенных вулканогенным материалом; мощность таких отложений, по данным бурения, достигает 1—2 км. На севере острова к этой группе пород относятся почти исключительно породы плиоценового возраста, в южной части — повышенной намагниченностью выделяется чеховская свита миоценового возраста. На о. Сахалин и о. Хоккайдо выходы офиолитов не повсеместно сопровождаются аномалиями, превышающими по значению аномалии над областями развития вулканогенных пород.

Если геолого-геофизические соотношения на о. Сахалин и акватории Охотского моря подобны, то при формальном районировании аномального магнитного поля в одну магнитную провинцию на акватории попадут различные тектонические элементы. Это обстоятельство чрезвычайно затрудняет интерпретацию результатов формального районирования аномального магнитного поля Охотского моря и оправдывает наш способ его представления (см. рис. 2).

Количественными расчетами [5, 12 и др.] выяснено, что вблизи материкового побережья верхние кромки намагниченных тел связаны с образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и практически совпадают с поверхностью дна. В прикурильской части Охотского моря они также близки к поверхности дна. Центральные части Охотского моря характеризуются значительным разбросом глубин верхних кромок (до 10 км) и предположительно могут быть связаны с внутренними границами в осадочной толще и, возможно, в самом «фундаменте». Расчетная намагниченность объектов варьирует в пределах  $500 \div 4000 \times 10^{-6}$  ед. СГС. А. М. Городницкий с соавторами [5] по аэромагнитным данным установили, что верхние кромки магнитных тел могут быть объединены в ряд горизонтов, приуроченных к границам: 1) вулканогенно-осадочного комплекса, 2) базальтового слоя.

Нижние кромки, согласно [5], приурочены к: 1) верхней границе «эклогитового» слоя, выделяемого в нижней части земной коры; 2) поверхности Мохоровичича. В отличие от аэромагнитных данных на гидромагнитных профилях отчетливо можно видеть «отрицательные» ветви у большинства изолированных аномалий (рис. 3). По нашим оценкам, намагниченные объекты, устанавливаемые по гидромагнитным данным, в большинстве случаев не



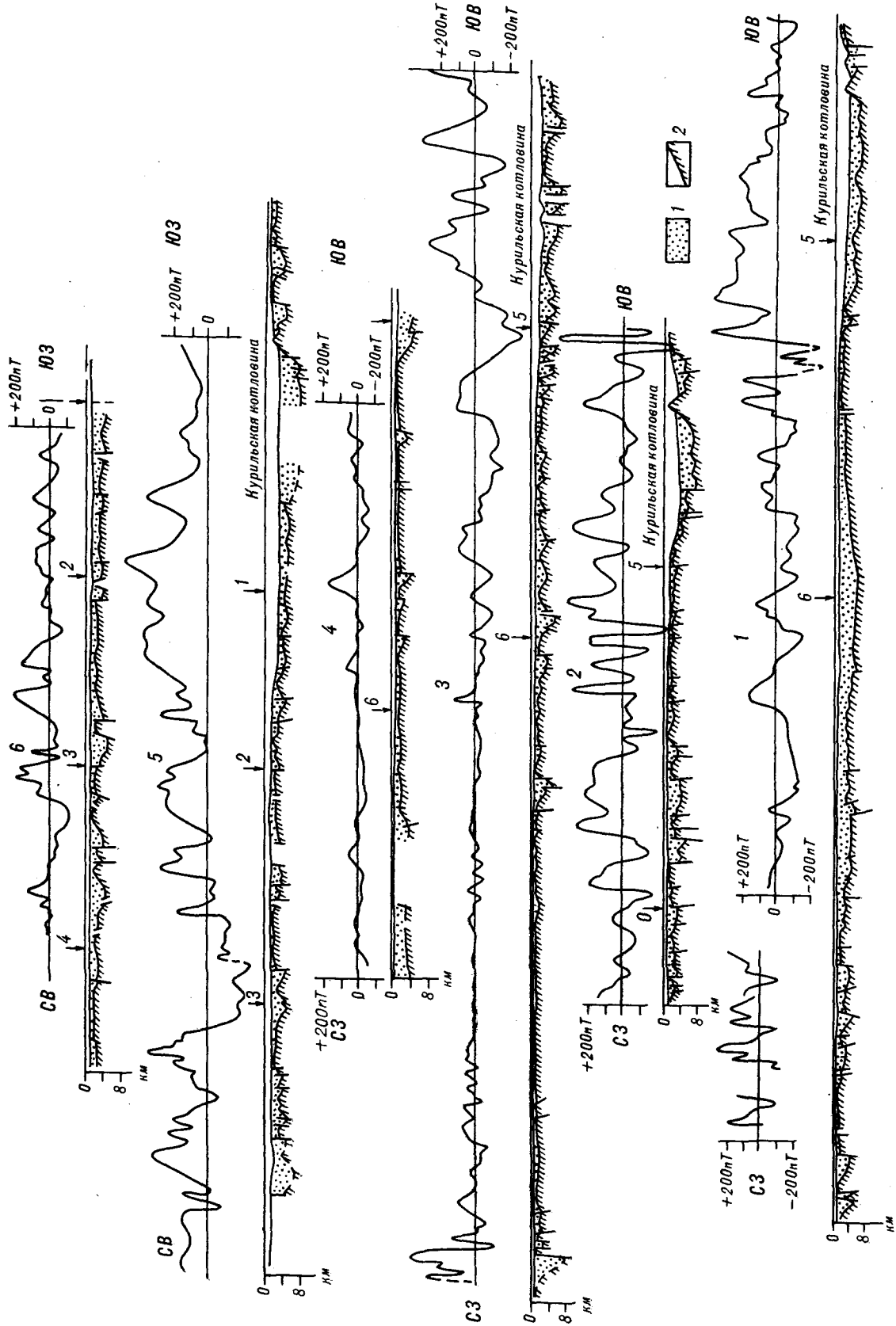


Рис. 3. Соотношение аномального магнитного поля с рельефом дна и «фундаментом» по профилям, обозначенным на рис. 2. 1 — осадочная толща; 2 — поверхность «акустического» фундамента. Вертикальные стрелки — места пересечения данного профиля с другими.



выходят за пределы верхней части земной коры (5—15 км).

Заметим, что хотя магнитные неоднородности в пределах нижней части «базальтового» слоя возможны, основная масса пород, слагающая слой, практически немагнитна. В самом деле, в случае заметного намагничивания основной массы пород «базальтового» слоя следует ожидать соответствующих аномалий там, где этот слой заметным образом меняется по мощности и глубине. «Базальтовый» слой заметно изменяется по этим параметрам при переходе от Курильской котловины Охотского моря к о. Сахалин. Однако, как можно видеть, на многочисленных профилях в южной части Курильской котловины аномальное магнитное поле не содержит особенностей, которые можно связать с его равномерной намагниченностью.

Учитывая сказанное выше о расположении магнитных кромок в разрезе и о предпосылках геологической интерпретации, можно сделать следующие выводы. В большинстве случаев магнитные аномалии на акватории Охотского моря связаны прежде всего с районами, где увеличена мощность вулканогенных толщ. В частности, в центральной части моря большинство плавных аномалий с характерным размером около 100 км и амплитудой в первые десятки нанотесл вероятнее всего обусловлены постепенными изменениями доли намагниченных вулканогенных образований в составе осадочной толщи. Локальные же аномалии отмечают или резкое увеличение концентрации намагниченных вулканогенных толщ или дайки магматических пород.

Отличительной чертой аномального магнитного поля Охотского моря является наличие окаймляющих его нескольких интенсивных зон положительных аномалий. Одна из таких зон, известная под названием Восточно-Сахалинская, частично касается о. Сахалин, Южно-Охотская зона, начинаясь на п-ове Камчатка, простирается вдоль борта Курильской котловины Охотского моря. Одна зона интенсивных аномалий простирается вдоль берега материка у входа в залив Шелихова. Восточно-Курильская зона, расположенная с океанской стороны от Курильских островов, формально не входит в систему аномалий Охотоморского региона, если последний выделять только по географическому признаку. Однако по другим критериям (интенсивность, размеры) она также может быть отнесена к региональным аномалиям этого типа, происхождение которых представляет особый интерес.

Определение глубин верхних и нижних кромок магнитных тел в пределах региональных аномалий указывает на значительное увеличе-

ние этих параметров по сравнению с аномалиями локальными. При этом верхние кромки оказываются ниже осадочного слоя. Вычисляемая ширина намагниченных тел, порождающих аномалии, составляет десятки километров. Среди названных выше аномалий Восточно-Курильская и северная часть Восточно-Сахалинской наиболее изучены крупномасштабными съемками. Если считать, что сейсмические границы или даже некоторые их отрезки служат ограничениями слоев с разной намагниченностью пород, то следует признать, что Восточно-Курильская аномалия наиболее обеспечена этими косвенными данными для интерпретации. Основываясь на вышесказанном, можно показать [1], что удовлетворительное согласие с наблюдаемым полем  $\Delta T$  дает эффект от намагниченного слоя мощностью около 2 км, верхняя кромка которого соответствует кровле слоя с  $V_r = 6,2 \div 6,3$  км/с. Структурное положение этих намагниченных пород, а также парагенез ультраосновных пород о. Шикотан [4], выходы которых можно отождествлять с подъемом кровли «базальтового» слоя, позволяют указать причину и время их образования — проявление процессов рифтогенеза в позднемеловое время.

На борту Восточно-Сахалинской аномалии (п-ов Шмидта о. Сахалин) закартированы выходы основных и ультраосновных пород мелового возраста. Эти породы обладают повышенной магнитной восприимчивостью, но, судя по расположению аномалии относительно выходов офиолитов на поверхность, основная масса магнитных пород (т. е. офиолитов) скрыта под мощной толщей осадочного чехла на шельфе острова. Количественные расчеты (методом подбора) выполнены по той части аномалии, которая находится на широте залива Пильтун, где аномалия хорошо закартирована и наиболее проста по форме. Верхняя кромка намагниченного тела здесь находится на глубине 10 км, нижняя — 20—25 км. Ширина тела около 20 км.

На продолжении Южно-Охотской аномалии в пределах п-ова Камчатка отмечаются выходы диабазов, туфоловабрекчий — пород, образовавшихся путем прогрессивного метаморфизма отложений мелового, палеогенового возраста [10]. К сожалению, для количественных расчетов Южно-Охотская аномалия недостаточно изучена. Систематическая целенаправленная съемка здесь не выполнялась. Необходимо заметить, что форма и интенсивность этой аномалии претерпевают значительные изменения вдоль простираения. Все это свидетельствует о чрезвычайно сложном строении магнитоактивной толщи, которую невозможно на всем протяжении аппроксимировать однородно намагниченным телом.

**Обсуждение и выводы.** В абсолютном большинстве случаев верхние кромки намагниченных тел находятся внутри осадочной толщи, косвенно свидетельствуя о том, что источником аномалий являются намагниченные вулканогенные породы. Формы залегания этих пород в пространстве не обнаруживают какой-либо заметной регулярности. Только верхние кромки источников, порождающих региональные магнитные аномалии, расположены ниже осадочного слоя, совпадая с поверхностью фундамента или «базальтового» слоя. Существование верхних кромок глубже кровли фундамента или «базальтового» слоя проблематично.

Из сопоставления региональных аномалий с геологическими данными там, где аномалии заходят в пределы суши, определенно следует, что эти аномалии фиксируют положение офиолитов в достаточно протяженных и изолированных областях рифтогенеза.

Согласно [2], основными структурными элементами Охотоморского региона, сформировавшимися в позднекайнозойское время, являются Северо-Охотская, Присахалинская, Западно-Камчатская, Дерюгинская, Тинровская, Южно-Охотская системы прогибов, соответствующих рифтовым зонам. Все эти зоны гораздо шире областей офиолитообразования мелового времени, вообще говоря, трудно даже сопоставлять те и другие, так как они несоразмерны друг другу. Кроме того, процесс позднекайнозойского рифтообразования не наследует строго процессу, сформировавшему трои мелового времени (выполненные офиолитами). В противном случае можно было бы наблюдать картину развития эффузивно-магматической деятельности, близкую к симметричной.

Грабенообразование в Охотском море сопровождалось заметными излияниями эффузивов лишь на акваториях юго-западнее «линии Кашеварова».

Наиболее значительное раздвижение позднекайнозойского времени привело к образованию Курильской котловины. В этой связи не исключено допущение, что Южно-Охотская и

Восточно-Курильская аномалии до растяжения позднекайнозойского времени составляли единую зону положительных аномалий. Об этом, в частности, свидетельствуют палеомагнитные данные о верхнемеловых породах о. Шикотан (Малая Курильская гряда). Согласно этим данным [3], современное положение изученных массивов повернуто на  $15^\circ$  против часовой стрелки, что соответствует веерообразному расхождению блоков земной коры при образовании Курильской котловины. В этой трактовке находят естественное объяснение близкое к континентальному строение земной коры Большой и Малой островных гряд и известные геологические особенности.

В самом деле, на протяжении установленной кайнозойской геологической истории до плицена включительно район Большой Курильской дуги был районом устойчивого осадконакопления [9]. В свете рассматриваемого предположения получает естественное объяснение накопление мощных толщ неогенового возраста первоначально в пределах достаточно локализованного трога. Лишь в последнее время эти отложения выведены из-под уровня моря благодаря активному островодужному вулканизму. Аналогичные отложения вблизи северо-западного борта Курильской котловины (над намагниченными офиолитами мел-палеогенового возраста) остаются погребенными.

**Заключение.** В данной работе представлен вариант карты аномального магнитного поля, в минимальной степени содержащий элементы субъективной рисовки изолиний. На основе составленной карты сформулировано представление о происхождении магнитных аномалий. Другие исходные предпосылки (установки) интерпретации способны дать несколько другое геологическое освещение геомагнитных аномалий [7]. Представляется, что в подобной ситуации, на этапе интенсивного пополнения геофизических данных, такое сложное явление как становление магнитоактивной толщи целесообразно рассматривать через призму различных гипотез.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. А., Воробьев В. М. Региональные аномалии магнитного поля Охотско-Курильского региона // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 5.— С. 93—96.
2. Бабошина В. А., Терещенков А. А., Харахинов В. В. Гравитационное поле Охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с базиметрическими и сейсмическими данными // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 49—59.
3. Баженов М. Д., Буртман В. С., Шахменендян К. В. Палеомагматизм верхнемеловых пород о. Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геомагнитное поле в фанерозое/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1984.— С. 59—60.
4. Белоусов В. В., Шолло В. Н., Рейснер Г. И. и др. Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры.— М.: Недра, 1986.
5. Городницкий А. М., Каминский В. Д., Литвинов Э. М., Шимарев В. Н. Природа магнитных объектов земной коры Курило-Охотской переходной зоны // Экспресс-информация ВИЭМС: Морская геология и геофизика.— 1977.— № 2.— С. 20—36.
6. Карта аномального магнитного поля СССР. Масштаб: 1 : 2500000/Отв. ред. З. А. Макарова/Всесоюз. аэрогеол. НПО, Аэрогеология МинГео СССР.— М., 1977.
7. Красный М. Л. Система палеоостровных дуг северо-востока Азии // Международный симпозиум «Строение и динамика переходных зон». К 100-летию международной планетарной геофизики, Сочи,

- 7—14 декабря 1983 г.; Тез. докл.— М., 1983.—С. 49.
8. Красный М. Л., Андреев А. А., Воробьев В. М. Магнитная неоднородность фундамента Северо-Западной котловины Тихого океана // *Океанология*.— 1988.— Т. XXVIII, вып. 3.— С. 430—434.
  9. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
  10. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
  11. Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий.— М.: Наука, 1966.
  12. Терещенков А. А., Бабошина В. А., Туезов И. К., Харахинов В. В. Структура аномального магнитного поля Охотоморского региона // *Геодинамические исследования. Геофизика восточно-азиатских окраинных морей*. № 10.— М., 1988.— С. 10—19.
  13. Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and tectonics of the sea of Okhotsk // *Geodynamics of the Western Pacific—Indonesian Region*. Ed. by T. W. C. Hilde, S. Uyeda.— A. G. U. Washington, D. C., 1983.— P. 189—221.— (Geodynamics Series; V. 11).

ИМГиГ ДВО АН СССР  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
9 апреля 1990 г.

УДК 551.14 : 551.2.03 : 551.242.32

В. А. Ермаков

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ КУРИЛЬСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ

Рассматривается широкий круг вопросов, связанных с образованием котловины, ее геоморфологией, тектоническими ограничениями, вулканизмом, тепловым потоком, глубинным строением (по данным ГСЗ). Принимается, что котловина образована на первично континентальной коре в плиоцен-четвертичное время. Критически рассмотрен ряд моделей океанизации коры: основного метасоматоза, метаморфической дифференциации, базификации, мантиизации, магматического замещения, эклогитизации. Геологическим условиям отвечает последняя модель в предположении нестационарности процесса перехода габбро в эклогит и участия флюида. Процесс эклогитизации континентальной коры не является, однако, исчерпывающим, а определяет лишь начальную стадию процесса погружения коры, ее океанизации. В дальнейшем, по мере повышения температуры, происходит дезэклогитизация, по-

Курильская или Южно-Охотская глубоководная котловина является типичной структурой островодужных систем, широко развитых на западе Тихого океана. Специфика котловин заключается в их значительных глубинах, не скомпенсированных осадконакоплениями, и субокеаническом строении подстилающей их коры. Это сближает их с океанами и позволяет рассматривать то как часть океана, отделенную от него островными дугами, то как структуры континента, эволюция которых приводит к океанообразованию.

Геолого-структурные особенности, происхождение котловины рассматриваются по-разному, часто предлагаются взаимоисключающие гипотезы (В. В. Белоусов, Н. П. Васильковский, Г. М. Власов, А. В. Горячев, П. Н. Кропоткин и Л. И. Красный, М. С. Марков, Ю. М. Пуцаровский, Б. А. Петрушевский, Е. М. Рудич, К. Ф. Сергеев, Г. Б. Удинцев и многие другие). Краткие обзоры существующих гипотез приводятся К. Ф. Сергеевым [35, 43]. Этот автор рассматривает котловину как новообразованную геосинклинальную структуру. Подобное мнение однако оспаривается [6, 21]. В настоящее время установлены малые мощности осадков и скорость их накопления в котловине (менее 50 мм/тыс. лет); интенсивный вулканизм пограничной островной дуги не вносит

является магма (в верхней мантии) и широко проявляются разнообразные магматические процессы уничтожения коры. Смена одного механизма преобразования коры другим связана с существенным изменением реологии подкорового вещества и его напряженного состояния.

Обсуждается диапировая модель подъема вещества под котловиной. Показано, что роль диапиризма ограничена. Формирование базальтовой магмы (диапира) на глубинах 40—100 км, т. е. на глубинах астеносферы, происходит за счет вариаций теплопроводности над сейсмофокальной зоной и лишь во вторую стадию развития котловины. Интенсивность вулканизма и рифтогенез могут быть теми критериями, которые позволяют разделить впадины окраинных морей на ряд типов.

существенного вклада в этот процесс и скорости остаются значительно меньшими, чем в шельфовой зоне вблизи материка [4]. Таким образом устанавливается некомпенсированный тип развития котловины. Можно сказать, что здесь есть форма геосинклинали, но нет ее вещественного содержания [21].

В концепции тектоники плит образование котловин связывается с рассеянным спредингом (Д. Кариг): котловины представляют собой формы разрыва континентальной коры при отодвигании частей материка (островных дуг) в сторону океана. Сходное мнение высказывают и авторы геосинклинальной концепции образования котловины, полагающие, что она заложилась на симатическом, океаническом ложе, отделенном от океана островной дугой, при этом сама дуга формируется за счет аккумуляции вулканического материала (Н. П. Васильковский, Г. С. Гнибиденко и др.).

В. В. Белоусов [5] в специальном исследовании по переходным зонам приходит к выводу о независимом развитии окраинных морей (котловин) от других структур переходной зоны и рассматривает их как ячейки океанизации. В более поздней работе он связывает их образование с тафрогенезом [7]. Области тафрогенеза испытывают деструктивное воздей-

ствии высокоплотной мантии, проникающей в кору. Они являются областями глубокого прогибания и океанизации. Какая-либо заметная роль растяжений при тафрогенезе отрицается. Этот тафрогенез необходимо отличать от тафрогенной стадии В. Е. Хаина [48], которой заканчивается геосинклинальный цикл развития перед превращением геосинклинальной области в платформу. В. Е. Хайн выделил субокеанические впадины внутренних и окраинных морей в особую категорию позднеорогенных структур, формирующихся либо на месте срединных массивов, предварительно поднятых или метаморфизованных, либо в осевых частях складчатых сооружений, претерпевающих рифтообразование. В более поздней работе В. Е. Хаин [49] связывает формирование впадин с рассеянным спредингом, т. е. с разрывом континентальной коры, которая в данном случае сохраняется в виде энсиалического фундамента Курило-Камчатской островной дуги. Аналогичное мнение высказал Н. А. Богданов [8], считающий, что Курильская впадина сформирована при спрединге на месте междуугового прогиба в маастрихте — олигоцене и в современном виде существует уже с раннего или среднего миоцена.

Классификация С. Уеды [47] отражает все известные механизмы образования глубоководных котловин: как способом отделения частей океана при аккумуляции вулканического материала в островных дугах, так и в процессе океанизации или задугового спрединга. Образование глубоководных котловин Охотского и Японского морей связывается, в частности, с пассивным спредингом в позднем кайнозое, т. е. в виде главной причины постулируется тектонический процесс, приводящий к разрыву и отодвиганию частей континентальной плиты.

Таким образом, в дискуссии о происхождении глубоководной котловины конкурируют гипотезы ее первично или вторично океанической природы. Более популярная вторая группа гипотез существенно различается способом океанизации коры. Если сторонники тектоники плит считают главным тектонический фактор, разрыв и перемещение континентальной коры, то «фиксисты» — вертикальное опускание коры и ее последовательное физико-химическое преобразование (океанизацию).

Не имея здесь возможности рассмотреть проблему во всей ее полноте, я отмечу некоторые факты, позволяющие ограничить ее рамками гипотезы океанизации. Это — многочисленные свидетельства былой континентальности котловины, полученные в результате драгирования погруженных территорий [9, 34], а также установленные геофизическими исследованиями факты непосредственного перехода сейсмических границ с континентальных разре-

зов земной коры в разрезы частей котловины [43]. До недавнего времени Курильскую котловину рассматривали как структуру с точкой корой, имеющей мощность (вместе с водным слоем) 12—14 км. Теперь показано, что граница М, принимавшаяся здесь за подошву коры, непрерывно следует в континентальные структуры Сахалина и островной дуги (в районах Симушира), где она занимает промежуточное положение между верхней и нижней корой [2, 43]. В указанных случаях непрерывной границы наблюдается вариация скоростей  $V_p$ , их увеличение под котловиной, что с очевидностью указывает на соответствующее преобразование вещества коры. Обнаружена слоистая структура преобразованной нижней коры котловины со средней пластовой скоростью  $V_p = 7,4$  км/с; мощность земной коры составляет  $27 \pm 3$  км. Наконец, отмечу гравиметрические свидетельства заложения котловины на континентальной земной коре [20].

**Морфологические особенности котловины.** Морфометрическая схема Курильской котловины представлена на рис. 1. Главную часть площади занимает абиссальная равнина на глубинах более 3000 м. На юго-западе котловины ограничивается структурами Хоккайдо-Сахалинской зоны поднятий, а на северо-востоке смыкается со структурой узкого Гольгинского грабена, продолжающегося далее в том же направлении системой Центрально-Камчатских грабенов. Таким образом, если котловину и Гольгинский грабен рассматривать как единую морфоструктуру, ее протяженность соответствует таковой островной дуги, хотя собственно абиссальная равнина котловины трансформируется от северной оконечности о. Кунашир до о. Матуа. А. Ю. Юнов и др. [51] показали, что с течением времени более интенсивно развивается юго-западная, собственно глубоководная часть котловины, являющаяся здесь дискордантной по отношению к предшествующим структурам. В поперечном, северо-западном сечении котловина резко асимметрична: с островной дугой она смыкается по серии глубоких уступов, площади шельфов островов либо очень невелики, либо отсутствуют; наоборот, сочленение котловины с дном Охотского моря на северо-западе постепенное. Эти факты свидетельствуют о более интенсивных тектонических процессах на границе котловины с островной дугой. А. С. Сваричевский и др. [32] отмечают на охотоморском склоне островной дуги плоские абразионные площадки на различных уровнях шельфа (100—170 м) и аваншельфа (950—1200 м), которые, возможно, имеют плиоцен-плейстоценовый возраст. Авторы отмечают также широкое развитие здесь склоново-оползневых процессов. Эти данные свидетельствуют о расширении котловины

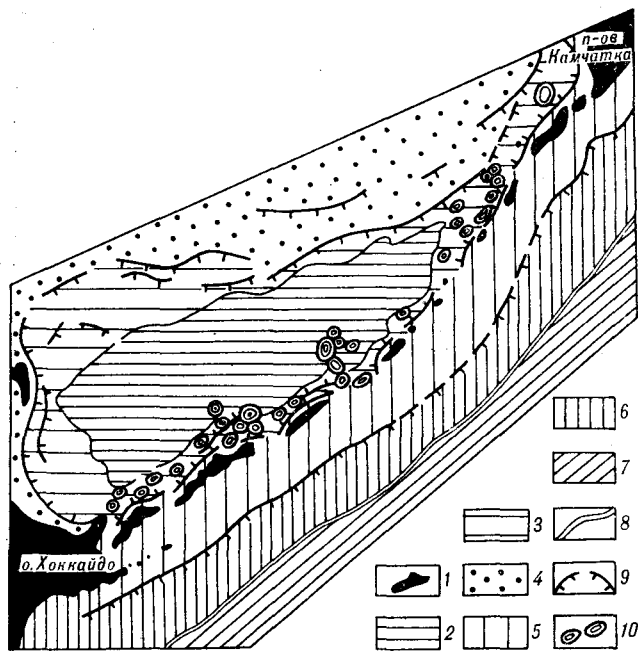


Рис. 1. Морфоструктура Курильской котловины (по данным Ю. И. Мельниченко и др. [12]).

1 — области островной суши; 2 — плоское дно котловины (абиссальная равнина); 3 — общая площадь морфоструктуры Курильской котловины; 4 — Охотоморская плита; 5 — подводные равнины (меньше 1000 м) — погруженная часть островной системы; 6 — крутая часть континентального склона; 7 — океаническая плита; 8 — глубоководный желоб; 9 — крутые уступы (разломы); 10 — подводные вулканы.

в северо-восточном направлении за счет структур островной дуги.

Интересные данные приводят В. А. Казанский и др. [12], изучавшие распределение площадей различных батиметрических ступеней в морях переходной зоны. Распределение указанной величины в Охотском море резко неравномерное, главным образом, за счет появления аномально большой площади абиссальных глубин (3000—3500 м) в Курильской котловине, однако если вести оценку по поверхности захороненного акустического фундамента, гистограмма распределения вполне равновесная [12]. Авторы полагают, что это указывает на первоначально сильно расчлененный рельеф континента, опускание которого в начале формирования котловины характеризовалось интенсивным осадконакоплением в локальных грабенах или прогибах. Дальнейшая эволюция выразилась в аккумуляции осадков преимущественно в котловине, которая, однако, остается не скомпенсированной в связи с ее быстрым опусканием и удаленностью от источников сноса. Сходный вывод о прогрессирующей недокомпенсированности прогибания осадконакоплением сделан ранее А. Ю. Юновым, О. И. Супруненко [51]. Таким образом, процесс новейшего опускания котловины был, по-видимому, резко неравно-

весным, так что вряд ли можно согласиться с мнением о ее изостатической уравниваемости [35]. Вывод об изостатически неуравновешенном состоянии Курильской котловины при общей уравниваемости Охотского моря получен и при рассмотрении аномалий геоида [24].

Рассмотрим позицию вулканизма в морфоструктуре котловины. Вулканы занимают северо-восточный «хвост» морфоструктуры, а далее к юго-западу локализуются вдоль границы котловины и островной дуги (см. рис. 1). Отмеченные вулканы существенно лавовые по фациальному составу, а по своему объему иногда значительно превосходят наземные, островные вулканы в дуге. Днища или фундаменты подводных вулканов погружены на глубины обычно более 2000 м. Вулканы характеризуются и специфическим составом пород: повышенной щелочностью, рядом минералогических и геохимических особенностей (присутствием водосодержащих фаз, высокой магнезиальностью оливина или титанистостью клинопироксена и др.), специфическим набором включений. Возраст вулканов — плиоцен-четвертичный, в большинстве своем, вероятно, позднеплиоценовый [4, 26]. Отмеченные вулканы обычно рассматриваются как принадлежность собственно островной дуги, ее тыловой зоны, однако подобная интерпретация не бесспорна. Многие подводные вулканы отделены от островов большими глубинами моря; такие крупнейшие вулканы как Алаид, Макаруши, Белянкина, Вавилова располагаются в области максимальных глубин котловины, вблизи ее осевой зоны. Так или иначе, очевидно, что «западные» вулканы либо траассируют контакт котловины с островной дугой, либо в ряде случаев образуют самостоятельную структуру обособленную зону. Общие неотектонические особенности Курило-Камчатской дуги позволяют рассматривать формирование вулканов «тыловой» зоны и как следствие рифтогенеза (В. А. Ермаков [27]). Замечу петрохимическое сходство названных вулканов Курил и рифтовых вулканов впадин Японского моря.

Тепловой поток (ТП) Курильской котловины изучен Я. Б. Смирновым, В. М. Сугробовым [38], И. К. Туезовым [45]. Значения теплового потока в основных морфоструктурах переходной зоны Северного полушария Земли приводятся на рис. 2. Максимальный ТП отмечен в тропе Окинава и в Командорской котловине (по данным Я. Б. Смирнова и др., 130—170 мВт/м<sup>2</sup>). Курильская котловина имеет ТП, близкий к ТП Андаманской или Соломоновой котловины — около 100 мВт/м<sup>2</sup>. Этот ТП заметно более высокий, чем в сопутствующей островной дуге.

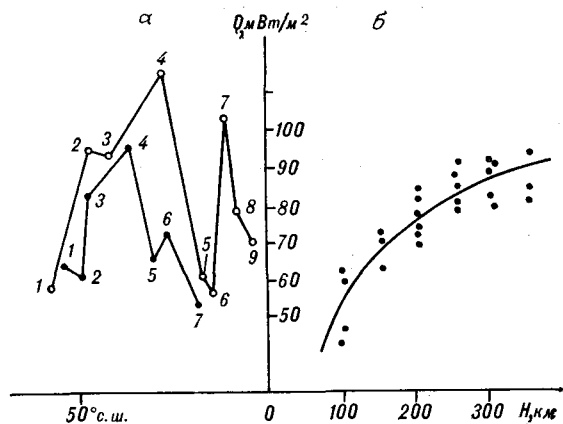


Рис. 2. Тепловой поток глубоководных котловин (по данным Ю. В. Шевалдина и др. [12]).

а — значения теплового потока для котловин: (незалитые кружки) и соответствующих островных дуг (залитые кружки). 1 — Алеутской, 2 — Курильской, 3 — Японской, 4 — Окинава, 5 — Западно-Марианской, 6 — Южно-Китайской, 7 — Андоманской, 8 — Сулу, 9 — Сулавеси. б — зависимость теплового потока и глубины сейсмофокальной зоны для Охотского региона.

Максимальные значения ТП характеризуют площади на границе между котловиной и островной дугой и частично южную, наиболее погруженную часть котловины, от о. Симушир до о. Кунашир. В то же время установлено, что чем больше общая площадь глубоководных котловин, тем меньше в них среднее значение ТП [50]. Согласно этим данным можно заключить, что в ряду однотипных структур Курильская котловина характеризуется, по-видимому, почти максимально высоким стоянием термоманомалии в недрах коры или верхней мантии. Для глубин до 300 км наблюдается прямая корреляция между значением ТП в котловине и увеличением глубины залегания сейсмофокальной зоны (рис. 2, б).

Геотермическая кривая для Курильской котловины показана на рис. 3. Глубинам 20 км отвечают температуры 800—900 °С. Под отдельными максимумами ТП на глубинах 8—10 км, видимо, располагается зона частичного расплава [46]. Температура 1200 °С характеризует глубину приблизительно 40 км в верхней мантии, где по данным электропроводности рисуется кровля астеносферы [45]. Нижняя граница астеносферы оценивается в 100 км; это в три раза меньше, чем глубина до сейсмофокальной зоны, составляющая здесь 300—360 км.

**Характер тектонических ограничений.** Крутые морфологические уступы на границах котловины свидетельствуют, видимо, об ее разломном ограничении. Особенно эффектно разломы на контакте котловины с островной дугой, непосредственно ограничивающие островную сушу. По оценке К. Ф. Сергеева [35], в четвертичный период вертикальное смещение вдоль

разломов достигало 1,5 км при средней скорости 1,5—3,0 мм/год. О высокой тектонической активности на границе котловины и островной дуги свидетельствуют морфологический профиль островов и продолжающиеся в настоящее время сейсмодислокации. На подавляющей части островов профиль имеет вид неравностороннего треугольника с крутым и высоким охотоморским склоном и пологим длинным склоном, обращенным к тихоокеанскому побережью. Наибольшие высоты островной суши приурочены к охотскому побережью. Здесь фиксируются смещения цирков и трогов, обрушены практически все ледниковые отложения, часты сеймотектонические обвалы, оползни. Эти факты логично связаны с широким развитием склоново-оползневых процессов на шельфе.

В некоторых случаях установлен характер тектонических нарушений. М. И. Стрельцов [41] отмечает горизонтальные сдвиги на о. Уруп с предположительной амплитудой 1—3 км. Правосторонние сдвиги небольшой амплитуды (35—40 м) установлены мною на о. Кунашир по смещению миоценовых даек; четвертичные дайки при этом, однако, не смещаются. Сдвиг произошел в позднем миоцене, его амплитуда несомненно мала по сравнению с амплитудой вертикального суммарного смещения, до 1,5—2 км. Пликативные дислокации пород выражены слабо. В осадочной толще позднеолигоцен-миоценового времени на о. Парамушир вблизи охотского побережья отмечены кулисообразно сочленяющиеся складки с падением крыльев до 40°—60° [35]. В том же районе в бухте Шелихова под морем (в зоне отлива) наблюдаются сложно дислоцированные складки, близкие к изоклинальным, однако с крыльями, развернутыми в диаметрально противоположных направлениях (рис. 4). Дислоцированные породы, по-видимому, развиты лишь в узкой тектонической зоне смятия, так как в береговых обрывах морских террас те же породы лежат почти моноκлинально с небольшим падением к морю. Подобная локальная дислоцированность туфогенно-осадочных миоценовых пород отмечена и в береговых обрывах некоторых южных островов (Итуруп, Кунашир).

Эти данные интересно сопоставить с данными НСП—ОГТ, характеризующими ту же зону сочленения котловины и островной дуги, но в ее глубоководной части [43, 44]. На всех профилях отмечается субгоризонтальное залегание миоцен-плиоценовых осадков в глубоководных абиссальных частях котловины и их крутое и разнообразное залегание в названной пограничной зоне.

Представления о причинах этих крутых залеганий осадков верхнего слоя вблизи остров-

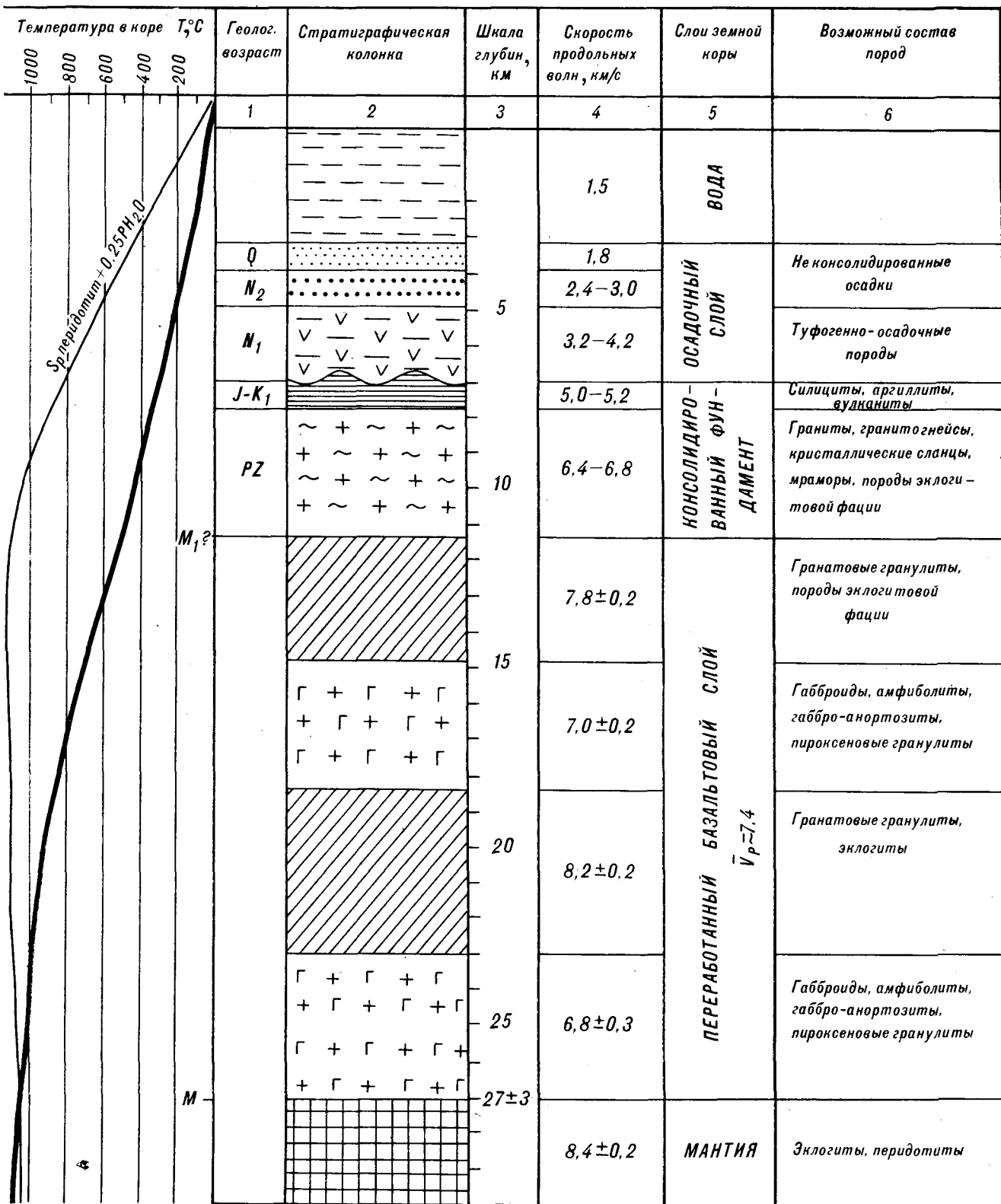


Рис. 3. Литолого-стратиграфический разрез Курильской котловины по данным [43] с дополнениями автора.





го слоя и ниже-среднемиоценовых пород Сахалина лишь подтверждают эту мысль, так как в данных разрезах Сахалина преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Вероятно, что нарождающаяся котловина в миоцене была основным бассейном переработки и накопления туфогенно-осадочного материала, поставлявшегося Сахалинской и Курильской вулканическими провинциями.

Из рассмотрения кайнозойской части разреза впадины можно видеть, как по мере углубления котловины уменьшаются мощность и скорость накопления осадков в ней. Вероятно, что лишь в начальную стадию прогибания котловины она компенсировалась осадконакоплением.

Разрез тонкостратифицированных кайнозойских отложений в котловине залегает на акустическом фундаменте с  $V_p = 5,2$  км/с; тот же фундамент на о. Сахалин характеризуется  $V_p = 3,5-4,4$  км/с. По данным [43], в разрезах центрального и южного Сахалина слой с  $V_p = 4,0-4,4$  км/с и  $4,8-5,3$  км/с залегают один на другом, верхний — позднемиоценового, а нижний — юрско-раннемиоценового возраста. Породы слоев имеют близкую литологию, но разную меру литификации; в нижнем слое заметную роль играют конгломераты, появляются известняки. Вероятно, что в разрезе котловины верхнемиоценовые породы сахалинского разреза отсутствуют. Палеогену и позднему мелу соответствует перерыв, характерный также и для островной дуги [35]. Слой со скоростями  $V_p = 6,4-6,8$  км/с сопоставляется с палеозойскими породами Сахалина: филлитами, слюдяными сланцами, зелеными пара- и ортосланцами, зеленокаменными породами, мраморами. Указанные скорости на глубинах 8—12 км может иметь большая группа пород, но в особенности различные граниты, гранитогнейсы, некоторые амфиболитизированные базальты, амфиболиты. В акватории Курильской котловины известны многочисленные находки гранитоидов, палеотипных эффузивов, зеленокаменных пород, кварцитов. Датировки гранитов показывают возраст от 75 до 219 млн лет [34 и др.]. К этому добавим, что, по данным [43], поверхность слоя (кристаллического фундамента) с  $V_p = 6,4$  км/с ступенчато опускается от Сахалина в котловину с увеличением скорости вдоль нее до 6,8 км/с. Вероятно, что слой коры с  $V_p = 6,4-6,8$  км/с в котловине является реликтом гранитного слоя коры, испытавшим преобразование в процессе формирования котловины. Подчеркну, что данная вещественная характеристика пород основана на косвенных фактах и, разумеется, предположительна, концептуальна.

Исходя из принятой концепции, небольшая в данном случае мощность гранитного слоя

объясняется преобразованием большей части этого слоя в породы более высокой плотности и скорости, характерные уже не для гранитного, а для базальтового слоя коры. Этот слой разделен на четыре части с вариациями скорости  $V_p = 6,8-8,2$  км/с (см. рис. 3). Вероятные модели преобразования коры будут рассмотрены ниже, здесь же отмечу, что путем простого перебора физических характеристик пород при допустимых вариациях состава базальтового слоя можно прийти к выводу о том, что нижняя кора сложена чередующимися габброидами, амфиболитами и гранатовыми гранулитами, эклогитами.

Верхняя мантия, поверхность которой проводится по границе с  $V_p = 8,4$  км/с, сложена, по-видимому, эклогитами, перидотитами. Это довольно высокая скорость для кровли мантии, однако выше нее залегает слой с типично коровыми скоростями  $V_p = 6,8$  км/с. Констатация толстой коры под Курильской котловиной требует пересмотра некоторых представлений об образовании котловины и создания моделей преобразования коры, которые согласовывались бы с современными петрологическими данными.

На рис. 6 суммированы геологические представления автора о развитии Курильской котловины в кайнозое. На схеме отражены две главные особенности развития котловины: первая — что ее формирование в наиболее существенных чертах закончилось в плиоцене, по-видимому, в раннем плиоцене и вторая — что приращение площади котловины в ее восточной части происходит за счет наступания на островную дугу. Площадь островной суши с течением времени сокращается, что может привести в конечном счете к ее исчезновению, когда островная дуга становится остаточным поднятием на фоне преобладающих обрушений переходной зоны. Реконструкция тектонической истории островной дуги основана на палеофациальном и тектоническом анализе; обсуждение этих данных, однако, выходит за рамки настоящей статьи. Процессы, которые происходят в глубоких частях земной коры, обсуждаются ниже.

Геологическая история Курильской котловины в позднем кайнозое оказывается близкой к таковой Японского моря [37]. Здесь также существенное погружение территории и осадконакопление приходится на миоцен — ранний плиоцен, а вулканизм рифтового типа появляется позднее — в плиоплейстоцене.

**Петрологические модели океанизации коры.** В демонстрируемом разрезе мощность коры оценивается примерно в 30 км, что сближает его с типично континентальными участками коры переходной зоны, например, на Камчатке или в Японии. С другой стороны, отмечены значительное утонение гранитного слоя и подь-

ем на небольшие глубины слоев с высокой скоростью, близких к тем, которые наблюдаются в верхней мантии. Кровля слоя с  $V_p = 8,2$  км/с поднимается до 18 км, а слоя с  $V_p = 7,8$  км/с — до 11—12 км. Эти особенности характерны для коры переходного типа. Таким образом, можно поставить вопрос о превращении коры континентального типа в кору океаническую.

Для объяснения процессов океанизации континентальной коры предложен ряд моделей, которые можно с некоторыми оговорками разделить на модели метаморфической и магматической дифференциации. К первым относятся модели основного метасоматоза (В. В. Тихомиров, по [5]) метаморфической дифференциации [32, 48], эклогитизации [7], ко вторым — модели базификации [5], мантизации [35], подкоровой эрозии (Р. В. Беммелен, по [5]), магматического замещения [29]. В отдельных моделях сочетаются элементы как метаморфических, так и магматических процессов [34]. В моделях Р. В. Беммелена, В. Е. Хаина значительная роль отводится эрозионному уничтожению высокоподнятого гранитного слоя. обстоятельное критическое рассмотрение большинства названных моделей и обоснование модели базификации дано В. В. Белоусовым [5]. В понимании В. В. Белоусова, базификация есть насыщение коры основным и ультраосновным материалом, поднимающимся из мантии. Этот процесс приводит к утяжелению коры и ее опусканию. В более ранних работах В. В. Белоусов [6] пользовался этим термином также для обозначения метасоматической базификации гранитного слоя. Последний процесс (метамагматического замещения гранитной коры) недавно снова рассмотрели И. А. Зотов, И. А. Резанов [16], полагая, что он мог иметь большое значение при образовании океанов.

Ниже коротко рассмотрю две модели, которые не обсуждаются В. В. Белоусовым. К. Ф. Сергеев [35, 43] в виде основного механизма океанизации (мантизации) рассматривает селективное плавление коры с последующим удалением кислых фракционатов; в результате этого процесса образуются рестины из основных и ультраосновных пород, утяжеляющих кору; значения скоростей  $V_p$  в рестиновых слоях повышаются до таковых в мантии. Подобное же разделение вещества при высоких температурах коры предполагается одним из вариантов модели И. А. Резанова и др. [31]. Сходный механизм был рассмотрен при объяснении тонкой коры в вулканической дуге под Авачинской группой вулканов на Камчатке [14]. Хотя подобный механизм расчленения коры вполне вероятен, мы, однако, не

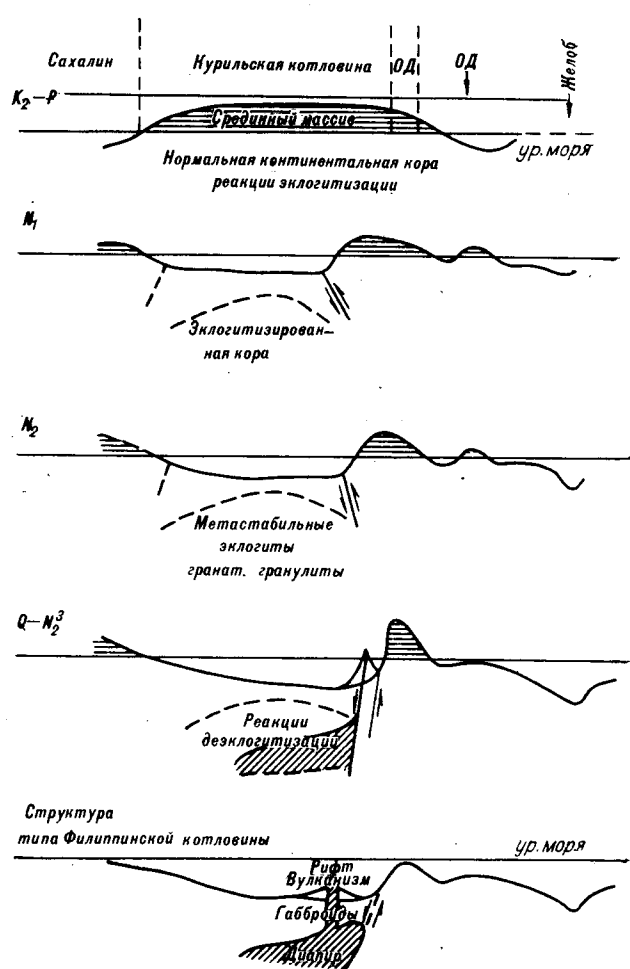


Рис. 6. Гипотетические представления о развитии Курильской котловины в кайнозое.

имеем оснований говорить о существенной роли магматических процессов в формировании Курильской котловины. В начальный период ее формирования, в мио-плицене, впадина была, скорее, амагматична (см. выше). Кроме того, для проявления магматического фракционирования (с удалением андезитов) необходимы высокие температуры в коре, по-видимому, не менее  $900-1000^\circ\text{C}$ . В данном случае эти температуры должны были характеризовать период начала формирования котловины, скорее всего, в палеогене. В другой модели Л. Л. Перчук [30] рассматривает базификацию как магматическое замещение. По сути, эта последняя модель представляет вариант подкоровой эрозии Р. В. Беммелена, только более конкретизированный. Согласно Л. Л. Перчуку, диапир, поднимающийся с больших глубин и имеющий в верхней мантии ультраосновной (коматитовый) состав, расплавляет кору с образованием кислых и смешанных базальтовых магм (бонинитов), которые выносятся на по-

верхность. При образовании высокомагнезиальных базальтов и андезитов температура магмы в коре на глубинах 8—20 км достигает 1500 °С. Материал коры частично ассимилируется ультраосновной магмой и поступает в конвективный круговорот в диапире.

В основе всех магматических моделей лежит условие высоких температур в коре, заметно превышающих солидус магм средне-кислого состава (800—900 °С) или хотя бы незначительно превышающих солидус ультраосновной магмы (1150—1460 °С), если речь идет о низах коры, вблизи границы М. Несомненным условием протекания океанизации в этих случаях должны быть мощные магматические процессы на поверхности, т. е. на дне впадин, подвергшихся океанизации. Мы знаем лишь одну такую впадину, Филиппинскую, применительно к которой и была разработана модель магматического замещения. Применимость этой модели к впадинам Японского моря не бесспорна, так как возраст вулканов в этом регионе моложе времени опускания впадин. В модели Л. Л. Перчука бониниты маркируют процесс уничтожения (ассимиляции) коры ультраосновной магмой. В районах Филиппинской впадины действительно присутствуют заметные объемы этих пород, однако они локализованы в основаниях островных дуг, в других же дугах эти породы — скорее экзотика [15]. Что касается Курильской котловины, то действие этой модели можно было бы принять лишь с той оговоркой, что к структуре котловины мы отнесем ряд четвертичных вулканов, известных под названием западной тыловой зоны вулканического пояса Курил. Подводные вулканы здесь представлены, однако, известково-щелочными породами, имеющими повышенную щелочность, бониниты не обнаружены.

Высокие температуры в коре и мантии, необходимые для осуществления магматических моделей океанизации, должны разуплотнять соответствующее вещество Земли, а не отягощать его. Плотность ультраосновной магмы при низком давлении не превышает 2,8 г/см<sup>3</sup>, базальтовой — 2,61—2,63 г/см<sup>3</sup> (на поверхности) — 2,78 г/см<sup>3</sup> (в мантии), андезитовой — 2,46—2,57 г/см<sup>3</sup> при 5—10 кб [54, 56, 58]. Утяжеление коры, которое и вызывает погружение участка континента, может наступить в этих моделях лишь после окончания магматической деятельности в недрах, после удаления легкоплавких частей коры и отвердения остатков, либо недифференцированных ультраосновных продуктов магмы. Возраст магматических процессов в коре и на ее поверхности, очевидно, будет большим, чем возраст начала опускания впадины, тем самым образование впадины запаздывает по отношению ко времени наиболее высокого стояния диапира. В Ку-

рильской котловине мы видим обратную картину: вулканизм на ее восточном фланге появился в конце опускания территории или после него (см. выше).

Изложенные замечания имеют отношение и к идее базификации, если ее рассматривать как универсальный механизм океанизации коры. Недостатки этой гипотезы заключаются: 1) в предположении нереально высокой плотности основных и ультраосновных расплавов (см. выше); 2) в априорном предположении широкомасштабной экспансии ультраосновного магматизма в коре, на практике объем ультраосновных вулканитов в мезозое незначителен, на дне котловин подобные образования не обнаружены; 3) в том факте, что при низкой плотности не только основных, но и ультраосновных магм нельзя ожидать утяжеления коры при их внедрении. С другой стороны, если утяжеления не происходит и если магматическая деятельность в данном случае отражает деятельность поднимающегося магматического диапира, мы вправе ожидать формирования над диапиром структур поднятия, а не опускания; следовательно, подобный механизм структурообразования более приемлем для областей континентального рифтогенеза, чем для окраинных морей. Необходимо отметить еще одно обстоятельство, не позволяющее считать универсальными те или иные магматические модели океанизации. По геофизическим данным [28], в природе наблюдаются случаи не только утонения коры впадин, сопровождающегося поднятием поверхности М, но и обратный процесс консолидации, утолщения коры впадин и отступления М на глубину. Если допустить, что с помощью магматических моделей океанизации мы можем объяснить подъем поверхности М, то они оказываются непригодными для обоснования обратного процесса; в то же время, в этих условиях, по-видимому, нереально связывать опускание М и с гранитизацией верхней мантии, которая в предшествующее время образуется здесь при опускании за счет нижней основной мафической коры.

Таким образом, можно прийти к выводу об ограниченном действии магматических моделей океанизации коры. В поисках оптимального механизма утяжеления коры при океанизации мы вынуждены вновь вернуться к модели эклогитизации. Переход габбро или базальта в эклогит является твердофазовым и не требует существенного изменения химизма вещества. Эта модель наиболее удачно объясняет увеличение плотности и скорости  $V_p$  в низах коры, необходимое для действия механизма опускания территории. Физические аспекты модели рассмотрены Е. В. Артюшковым [3]. Названная модель стала непопулярной после первых исследований Т. Грина и А. Рингвуда



(заштрихованную) область возможных полей устойчивости. При данных *PT*-условиях вся базальтовая кора и верхняя мантия находятся в области устойчивости эклогита. Эти данные противоречат реальной геологической ситуации. Сейсмические характеристики стабильных континентов, в частности их нижней коры, типичны для габброидов или амфиболитов, а не для эклогитов. Известно также, что доля пород эклогитовой фации в глубокометаморфизованных породах платформ или складчатых сооружений незначительна, но в названных структурах, т. е. в тех, где имеются эти находки, нет и океанизации. Находки эклогитоподобных пород здесь — лишь качественное подтверждение возможности процесса, изученного экспериментально. Можно предположить, что широкомасштабная эклогитизация начинается там, где начинается океанизация, собственно тафрогенез. Она связана не только с подъемом температуры, но и с изменением геодинамических условий, при которых, вероятно, реализуются факторы быстрой эклогитизации, оговоренные выше.

Данная фазовая диаграмма (см. рис. 7) отражает поля устойчивости кварцевого толеита, одного из наиболее распространенных типов базальтов как в островных дугах, так и среди траптов платформ. Для других типов базальтов *PT*-условия выделенных фаз заметно варьируют. Эта диаграмма мало пригодна для рассмотрения эволюции верхней коры, имеющей, по-видимому, состав кварцевого диорита (гранодиорита) с плотностью 2,7—2,74 г/см<sup>3</sup>. Эти породы, преобразованные в «...эклогитовой фации, лучше всего соответствуют физическим свойствам нижней коры» [33, с. 41]. По данным А. Э. Рингвуда, плотность гранодиорита в эклогитовой фации ( $Og + Crx + Ca + Ky$ ) равна 3,0 г/см<sup>3</sup>,  $V_p = 7,2$  км/с. Вероятно, что подобное преобразование, по крайней мере частично, характеризует верхнюю кору Курильской котловины со скоростями, достигающими 6,8 км/с.

На диаграмме (см. рис. 7) показаны две геотермальные кривые, характеризующие современные температурные условия Курильской котловины по [38]. Кривая ИТ соответствует пересечению Сахалин — Итуруп, т. е. наиболее глубоким частям котловины, кривая Сев — северному замыканию котловины на профиле северный Сахалин — северные Курилы. При современных термических условиях котловины кора на глубинах 10—30 км целиком находится в области устойчивости габбро или пироксенового гранулита. Небольшое содержание граната в данном случае может отмечаться лишь в породах коры, а не верхней мантии из-за высокой температуры последней. То же можно сказать и о разрезе северной части котловины с той лишь разницей, что здесь в силу большей

мощности коры и ее более низкой температуры в коре могут быть устойчивы гранатовые гранулиты, а в гранулитах мантии, существовавшего пироксеновых, появляется фаза граната. Для условий кривой Сев диаграмма позволяет объяснить локальное появление в базальтовом слое участков аномальной высокой скорости и плотности за счет появления гранатовых гранулитов ( $V_p = 8,0—8,2$  км/с и  $\rho = 3,2—3,4$  г/см<sup>3</sup>).

Таким образом, при определенных условиях кора щитов может быть эклогитизирована, что неизбежно должно вызвать резкое погружение территории. Допустим, что погружение (в нашем случае) обуславливает увеличение давления на 2 кб. Это погружение не может, однако, перевести породы из области А (см. рис. 7) в область современных *PT*-условий котловины (Б) без направленного повышения температуры с течением времени. Весь процесс океанизации, таким образом, сводится к возникновению и эволюции тепловой аномалии, которая первоначально при ее глубоком положении или относительно низкой температуре способствует эклогитизации пород, а затем по мере роста температуры уничтожает эклогиты, способствуя переходу их в габброиды. Эклогитизация ограничена теми районами и теми условиями, где нет признаков магматической деятельности. В области магмообразования (в мантии) температурные условия даже на солидусе значительно повышают температурную область стабильности эклогита и, таким образом, расплав может сосуществовать лишь с породами типа габбро. Вероятно по этой причине мы не имеем находок эклогитов в виде включений в соответствующих базальтах котловин.

На рис. 3 показан вещественный состав многослойной коры Курильской котловины при допущении существенной роли ее эклогитизации. Чередование слоев различного состава в нижней коре обусловлено, по-видимому, одновременным их образованием и вероятными различиями в содержании летучих, в частности воды; разрез в целом отражает условия физико-химического неравновесия. Вероятно, что слоистость нижней коры отвечает неравновесности всего процесса формирования котловины в настоящее время. В этом случае высокоплотные слои, насыщенные породами эклогитовой фации, будут более древними, чем слои габбро и сходных пород, так как в противном случае мы не имели бы обрушения. Таким образом, если в какой-то начальный момент в коре преобладали процессы эклогитизации и метастабильными были породы типа габбро, то в настоящее время, с учетом геотермических условий котловины, наоборот, габброиды будут замещать гранатовые гранулиты и эклогиты, которые, в свою очередь,

становятся неустойчивыми. Протекание первого процесса можно отнести к концу олигоцена — миоцену, второго — к последующему времени. Время протекания процессов замещения —  $10^6$ — $10^7$  лет.

Проанализируем термальную историю изложенных метаморфических преобразований земной коры и их соотношение с магматическим процессом. Земная кора котловины в течение длительного времени является областью твердофазовых химических реакций, происходящих на фоне постоянного роста температур. Первоначально при давлениях нижней коры температура должна была повышаться от  $300$ — $500^\circ$  до  $700^\circ\text{C}$ . Эти условия неблагоприятны для магматической деятельности, но характерны для эклогитизации. В настоящее время температура тех же глубин составляет от  $800$ — $900$  до  $1000^\circ\text{C}$ , область плавления располагается ниже изученного разреза котловины и соответствует глубинам  $40$ — $100$  км, где отмечены аномалии электропроводности в мантии. Лишь в максимальной стадии подъема термоаномалии, т. е. при высоком стоянии магмы, по-видимому, происходят качественные изменения не только в недрах коры, но и на ее поверхности. Появляется вулканизм, меняется геодинамика процесса, увеличивается проницаемость коры. Эти изменения начали проявляться в котловине в конце плиоцена — в плейстоцене асимметрично к ее осевой линии на границе с островной дугой. Вероятно также, что магматический процесс захватил здесь и низы коры, о чем косвенно свидетельствуют признаки рифтогенеза и повышенная щелочность четвертичных вулканитов.

Из изложенного следует, что сам процесс океанизации коры провоцируется каким-то оптимальным ее состоянием, связанным с возникновением тепловой аномалии. Начало преобразований можно связать с повышением термальной активности в коре, первоначально, по-видимому, невысокой и рассредоточенной и лишь позднее сосредоточенной и интенсивной. Это повышение термальной активности, по сути, отражает подъем астеносферы. Наблюдения ТП показывают, что ТП глубоководных котловин приблизительно в  $1,5$ — $2$  раза выше, чем в относительно древних (домезозойских) структурах континентов. Из предлагаемой схемы следует, что ТП должен повышаться в последовательном ряду: от амагматических котловин к котловинам с вулканизмом, однако на самом деле наряду с подобной тенденцией наблюдается и обратная. Так, ТП в Курильской котловине выше, чем в Филиппинской впадине (см. рис. 2), хотя последняя характеризуется интенсивным вулканизмом. Эту особенность можно объяснить либо отступанием

термоаномалии в Филиппинской впадине, выражающимся в ослаблении магматической деятельности, которая здесь происходит начиная с палеоцена, либо в связи с локализацией очень высокого ТП в отдельных точках (вулканах), вызывающей падение регионального фона.

Вероятно, что лишь в тот период, когда ТП повышается до максимальных значений и когда мы наблюдаем реальные признаки магматической деятельности (вулканы на поверхности), можно говорить о подключении механизмов магматических моделей океанизации: мантизации с образованием реститов, базификации, магматического замещения. Действие базификации скажется, однако, более эффективно в верхней коре и в последующее время, когда произойдет отверждение магматических расплавов до пород типа габбро, утяжеляющих кору. Модель магматического замещения, вероятно, может быть принята при условии, что состав магмы в первоисточнике отвечает не коматиитам, а базальтам. Как показано, состав базальтов Филиппинской впадины отвечает примитивным и однородным толеитам. Объем их значителен. Вероятнее всего, что они и отражают состав первичной магмы. В результате действия этих механизмов земная кора продолжает сокращаться в мощности. Возможно, что кора Филиппинской впадины, имеющая мощность  $5$ — $7$  км, является показателем наиболее далеко продвинувшейся океанизации.

Таким образом, можно прийти к выводу, что океанизация при формировании глубоких котловин окраинных морей осуществляется не одним, а различными и многообразными способами. По-видимому, каждый из разработанных в настоящее время способов: базификации, фазовых превращений, магматического замещения и другие, имеет место в этом процессе, управляемом, в первую очередь, температурой недр. Ни один из этих способов и не может быть универсальным в силу сложности и значительной вариабельности природных процессов. При подсолидусных температурах преобладают процессы, связанные с фазовыми переходами и физико-химической (метаморфической) дифференциацией вещества, а при солидусных и надсолидусных температурах главными будут процессы магматического замещения и дифференциации расплавов. При этом уместно говорить не только о физико-химическом замещении (ассимиляции) коры, но и ее физическом преобразовании (базификации). Соответственно с этим качественно перерождаются и геодинамические процессы. Если в начале опускания кора характеризуется уплотнением, непроницаемостью и, вероятно, условиями относительного сжатия, то позднее, по мере роста температуры недр, эти условия

меняются; вероятно, лишь в этот период активным фактором становится магма (диапир). Кора раскалывается, над диапиром образуется система грабенов (рифт), происходят излияния базальтов. Можно также предположить, что в силу известных физико-механических закономерностей, контролирующих соотношение нагрузки и сил, направленных вверх (над диапиром), с течением времени меняется характер тектонических разрывов на флангах котловин, в частности на границе их с островной дугой: вначале это будут взбросы и взбрососдвиги, а позднее — сбросы, сбрососдвиги (в соответствии с экспериментами: [22, 52]). Изложенные представления иллюстрируются на разрезах, показывающих развитие Курильской котловины в связи с глубинными процессами (рис. 8).

**Соотношение котловины с сейсмофокальной зоной.** В области Курильской котловины сейсмофокальная зона (СФЗ) располагается на глубинах от 100 до 400 км и более (рис. 9). Характер напряженного состояния в СФЗ на этих глубинах был изучен И. Г. Симбиревой и др. [36]. Показано, что в СФЗ под северо-восточной частью котловины господствуют напряжения относительного растяжения. Эта область растяжения в плоскости СФЗ на глубинах 500—100 км на меньших глубинах стыкуется с областью сжатия собственно под островной дугой (от о. Симушир до Камчатки). В данном случае речь идет не об асейсмической области, а лишь об области, для которой (по отношению к соседним областям) фиксируется иной тип напряженного состояния. Второе замечание, которое необходимо сделать, — что здесь фиксируется современное состояние СФЗ, возможно, не отражающее ее состояние в прошлом, в начале образования котловины. Таким образом, в настоящее время указанная область растяжения в СФЗ не отражает глубины существования астеносферы или диапира (если с последним связывать наличие магмы), хотя, вероятно, и имеет непосредственное значение для магмообразования. Ранее было показано (см. рис. 2), что до глубин 300—350 км наблюдается хорошая зависимость между величиной ТП и глубиной СФЗ. Приведенные данные интересны совпадением в плане верхней кромки области растяжения (около 100 км) с районами наиболее активного подводного вулканизма в котловине (от о. Матуа до о. Алаида). Эта глубина соответствует нижней границе астеносферы под котловиной.

Как показано, процесс образования котловины связан с существованием тепловой аномалии, которая постепенно поднимается к поверхности и в которой все время нарастает температура. Подобная аномалия может быть связана как с потоком тепла, так и с диапиром

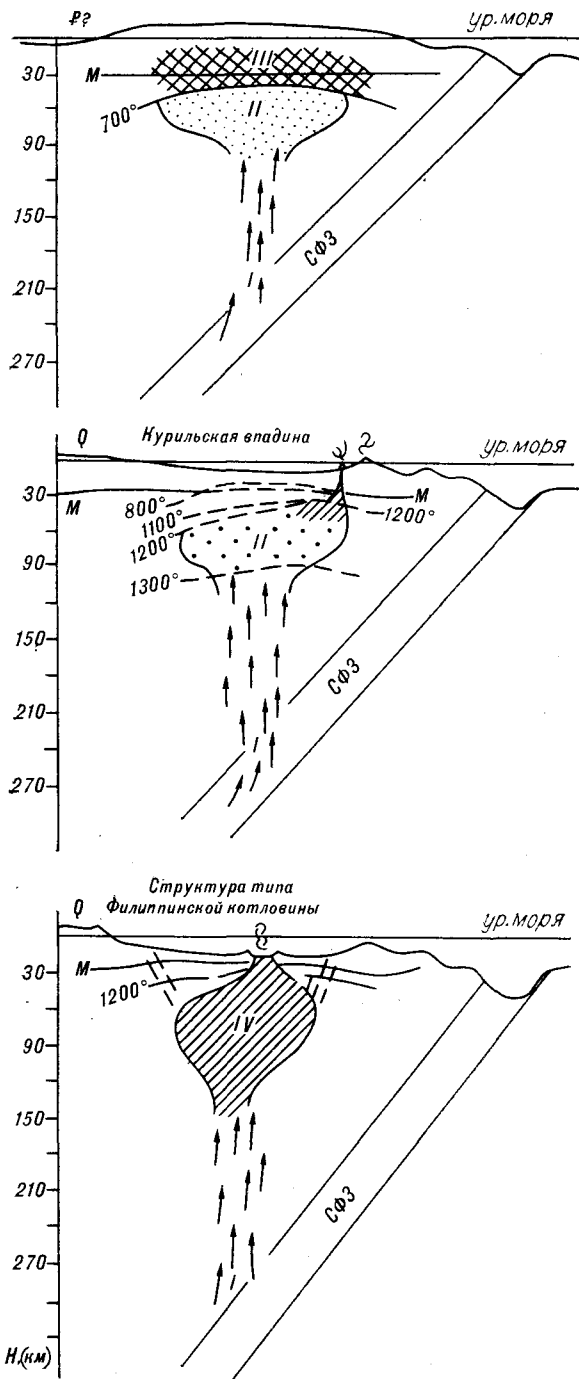


Рис. 8. Глубинная эволюция вещества при формировании Курильской котловины (сверху вниз).

I — область повышенных напряжений и высокой теплопроводности; II — область минимума теплопроводности (тепловая ловушка); III — твердая литосфера (гора); IV — область насыщения расплавом (диапир). Штриховкой на верхнем снимке показана область эклогитизации. СФЗ — сейсмофокальная зона землетрясений.

магматического вещества, поднимающегося с больших глубин. Последняя модель более широко распространена. Отметим слабые сто-



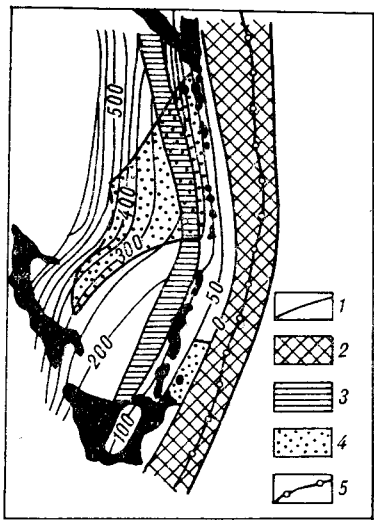


Рис. 9. Схема соотношения Курильской котловины с сейсмофокальной зоной и положением области относительного растяжения (по данным И. К. Туезова, [44]; Симбиревой и др., [36]).

1 — изогипсы глубины верхней кромки фокальной зоны, км; 2 — выход фокальной зоны на дно моря; 3 — область отсутствия гипоцентров землетрясений в средней части фокальной зоны; 4 — область землетрясений, характеризующихся напряжениями; 5 — ось глубоководного желоба.

роны диапировой модели. Главное — это проблема места для поднимающегося диапира. Над диапиром должно формироваться поднятие. Если поднятие отсутствует, необходимо предполагать сложные способы растекания или растаскивания вещества над диапиром, притом в его твердом состоянии. Растекание вещества, очевидно, сопровождается формированием разрывов, что неизбежно привело бы к синхронным массовым излияниям вулканитов, которые, однако, в начале развития котловин чаще всего отсутствуют. Нельзя согласовать одновременность прогрева над диапиром, сопровождающегося внедрением базитов и ультрабазитов (в модели базификации), и утяжеления коры котловины. Неясен источник диапиризма. Считается, что это прежде всего — инверсия плотности в мантии, связанная с появлением расплава. Однако экспериментально показано [55], что плотность расплавов при  $P = 25-60$  кб, соответствующем глубинам 120—200 км, резко возрастает и становится равной плотности сосуществующих с расплавом твердых фаз, исчезает плотностная инверсия. В модели [17] диапир поднимается снизу сквозь СФЗ, разрушает ее структуру, отслеживая одним бортом контакт с этой зоной, таким образом может образоваться новая СФЗ рядом с первой (двойная СФЗ). В диапировой модели постулируется вторичный характер наклона СФЗ, который определяется действием диапира, хотя само заложение разлома (СФЗ) относится к более раннему времени и определяется границей

континентальной и океанской мантий, имеющих разную температуру [5].

Вероятно, можно принять, что СФЗ, обрамляющие Тихий океан по всему его периметру, являются структурами первого порядка по отношению к любым другим структурам переходной зоны. Используя этот постулат, можно априори считать СФЗ ответственными и за энергетику процессов в переходной зоне. Представление о проникновении диапира сквозь СФЗ с огромных глубин в этом случае избыточно, так как образование диапира, исходя из масштабов сравниваемых явлений, необходимо определяет сама СФЗ. А. Мак-Бирни [57] предложил механизм образования магмы, который вполне подходит к нашим условиям и не содержит недостатков самостоятельной диапировой модели. Этот механизм основан на представлении о вариации и минимуме теплопроводности в вертикальной колонне в мантии. Область с несколько более высокой теплопроводностью в связи с существованием в ней аномально высоких напряжений (в нашем случае это СФЗ) служит источником для теплового потока. Хотя тепловой поток производится всей СФЗ, можно думать, что в той ее части под котловиной, которая, как показано выше, характеризуются особым напряженным состоянием, генерация тепла в настоящее время особенно велика. Из этой области СФЗ тепловой поток поступает вверх в зоны более низких температур (1050—1300 °С), где теплопроводность заметно меньше. Именно эти температуры характеризуют астеносферу под котловиной на глубинах 40—100 км. Здесь тепло накапливается в течение некоторого времени, затем по достижении солидуса начинается плавление. Плавление имеет лавинный характер, так как по мере нагрева теплопроводность падает, а температура растет — создается тепловая ловушка. С использованием этого механизма на рис. 8 объясняются главные события при образовании котловины.

В первую стадию в коре и частично в мантии происходят реакции эклогитизации в период подготовки и начала опускания. Температура в коре меньше, чем 700 °С. Время протекания процесса —  $10^6-10^7$  лет. Во вторую стадию в верхней мантии появляются расплавы и формируется диапир. Глубина опускания котловины в это время, по-видимому, достигает максимума, так как в подошве коры существенно меняется реология среды, способствующая максимальной реакции действия силы тяжести. Температура в подошве коры достигает ~1100 °С, начинаются реакции деэклогитизации, габброизации, включаются механизмы магматического замещения, базификации. Третья стадия — габброизация коры, поднятие зоны расплава, интенсивное проявление маг-

магматических механизмов океанизации. На поверхности формируются структуры рифтов, протекает вулканизм. В соответствии с изложенной моделью от первой ко второй стадии тепловой поток на поверхности будет возрастать, а к третьей стадии может снова уменьшиться, так как вулканизм в рифтовой долине равносителен схлопыванию больших энергий и, вероятно, приводит к падению фонового теплового потока. Интенсивный вулканизм (или его отсутствие) и рифтогенез могут быть критериями классификации котловин по способу их образования. Имея в виду общую направленность тектонических процессов в переходной зоне, заключающуюся в надвигании континента на океан по СФЗ, можно предположить, что и диапир испытывает влияние этого процесса. Такое влияние должно сказаться на форме диапира, асимметрично более развитой в направлении к океану и островной дуге. С действием подобного асимметричного диапира можно действительно связать изогнутость некоторых дуг, как предположено [5, 17], тогда отклонение дуги от хорды, соединяющей концы дуги, может служить мерой бокового действия диапира. Можно допустить, основываясь на данных, полученных для Филиппинского моря [15, 19], что магматические события и характер напряженного состояния островной дуги развиваются в противофазе по отношению к событиям в окраинном море. Однако сравниваемые структуры не равноправны и развитие островной дуги определяется главным образом тектоническим развитием пограничных структур окраинного моря и глубоководного желоба, а не магматическими процессами в недрах дуги. Соответственно можно говорить о тепловой аномалии под глубоководной котловиной окраинного моря как о главной причине

формирования и тектонической эволюции островной дуги. Другая известная точка зрения предполагает формирование изогнутости дуги вследствие «реактивных» сил, обусловленных процессами в самой островной дуге, например, теплового расширения вещества в ее недрах [41].

Следует коротко остановиться на вероятном составе магматического расплава и его доли в диапире. Для глубин 40—100 км при условии перidotитового состава верхней мантии и температурах 1350—1200 °С, как в нашем случае, по данным Х. Йодера [18, с. 144], солидус может быть достигнут в случае их хотя бы минимального водосодержания. При этом солидус скорее достигается для гранатового перidotита, чем для шпинелевого или гранатового перidotита. Оптимальная область плавления — 50—65 км при  $T = 1250—1300$  °С. Доля плавления названных пород не может быть более 10 %. С другой стороны, эти  $PT$ -условия соответствуют ликвидусам базальтов или изосоставных им эклогитов. Таким образом, состав магмы в данном случае будет отвечать базальтам, но никак не ультраосновным. Для получения начальной ультраосновной магмы (коматита) необходимо значительно углубить область плавления, что и предусматривается в модели Л. Л. Перчука [29]. При образовании коматита доля плавления мантийного вещества достигает 60 % [53]. В предлагаемой мною модели можно говорить о магматическом замещении или о подкоровой эрозии, осуществляемой однако базальтовой, а не ультраосновной магмой. Энергетические возможности первой меньше, чем у ультраосновной магмы, в связи с чем и ее влияние на кору будет более ограниченным.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П., Вольнец О. Н., Антонов А. Ю. Подводный вулканизм островных дуг: структурное положение, особенности развития, проблемы петрогенезиса // III съезд советских океанологов.— Л., 1987.— С. 14—15.
2. Аносов Г. И., Аргентов В. В., Петров А. В. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 1.— С. 10—19.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
4. Астахов А. С., Вагина Н. К., Горбаренко С. А. и др. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 3—15.
5. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами.— М.: Недра, 1982.
6. Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли // Сов. геология.— 1960.— № 10.— С. 3—23.
7. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии // Геотектоника.— 1986, № 6.— С. 8—20.
8. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей.— М.: Недра, 1988.
9. Васильев Б. И., Путинцев В. К., Рублев А. Г., Селиванов В. А. Гранитоиды дна Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 5.— С. 22—29.
10. Ващилов Ю. Я. О происхождении островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей на западе Тихого океана // Геодинамические исследования. № 10.— М., 1988.— С. 92—101.
11. Гайманов А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле и плотностные модели земной коры и литосферы окраинных морей Восточной Азии // Там же.— С. 120—130.
12. Геофизика и тектоника переходной зоны западно-тихоокеанского типа.— Владивосток, 1985.
13. Глико А. О., Соболев С. В. Фазовые превращения вещества и вертикальные движения при конвективном утонении континентальной литосферы // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 289, № 2.— С. 318—322.
14. Ермаков В. А., Фарберов А. И., Левыкин А. И., Балеста С. Т. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим дан-

ным // Геология и геофизика.— 1975.— № 9.— С. 13—28.

15. *Закариадзе Г. С., Шараськин А. Я., Пархоменко В. С., Аношин Г. Н.* Особенности эволюции южной части Филиппинского моря // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1984.
16. *Зотов И. А., Резанов И. А.* Магматическое замещение континентальной коры как возможный механизм ее океанизации // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.— 1984.— Т. 59, вып. 3.— С. 3—13.
17. *Ильичев В. И., Шевалдин Ю. В.* Тепловой поток и геодинамическая модель Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 286, № 2.— С. 324—328.
18. *Йодер Х. С.* Образование базальтовой магмы.— М.: Мир, 1979.
19. *Кириллова Г. Л.* Тектоническое районирование дна Филиппинского моря по структурно-вещественным признакам // Геодинамические исследования.— 1988.— № 11.— С. 102—112.
20. *Косыгин В. Ю.* Об эволюции земной коры Южно-Охотского рсгиона // Геотектоника.— 1978.— № 6.— С. 93—100.
21. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1988.
22. *Лучицкий И. В., Бондаренко П. М.* Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа // Геотектоника.— 1967.— № 2.— С. 3—20.
23. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1975.
24. *Маслов Л. А.* Изучение изостазии Берингова и Охотского моря по данным аномалий высот геоида и батиметрии // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 1.— С. 110—114.
25. *Маслов Л. А., Косыгин В. Ю., Комова О. С.* Изучение глубинных геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне перехода на основе ее плотностных моделей // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 2.— С. 3—10.
26. *Остапенко В. Ф., Кичина Е. Н.* Латеральные вариации петрографического состава лав наземных и подводных вулканов Большой Курильской дуги // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы.— Владивосток, 1982.— С. 74—90.
27. *Очерки тектонического развития Камчатки.*— М.: Наука, 1987.
28. *Павленкова Н. И.* Структуры земной коры глубоких осадочных бассейнов континентов по сейсмическим данным // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1988.— № 4.— С. 72—82.
29. *Перчук Л. Л.* Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14.— М.: Наука, 1987.— С. 39—64.
30. *Перчук Л. Л.* Возможный механизм образования задуговых бассейнов // III съезд советских океанологов. Геология, геофизика, геохимия океана.— Л., 1987.
31. *Резанов И. А., Файгельсон А. Ш.* Природа границы Мохоровичича.— М.: Недра, 1984.
32. *Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы.*— Владивосток, 1982.
33. *Рингвуд А. Э.* Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
34. *Сергеев К. Ф., Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф., Нарыжный В. И.* Гранитоиды дна Охотского моря и района Курило-Камчатского желоба // Строение и динамика переходных зон.— М., 1983.— С. 74—75.
35. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
36. *Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д.* Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным // Вулканизм и геодинамика.— М.: Наука, 1977.— С. 91—103.
37. *Симадзу М.* Кайнозойский вулканизм и тектоническое развитие Японского моря и его обрамления // Геодинамические исследования.— 1988.— № 11.— С. 81—89.
38. *Смирнов Я. Б., Сугробов В. М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология.— 1988.— № 2.— С. 3—18.
39. *Соболев С. В.* Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро — эгклогит // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск, 1978.— С. 347—355.
40. *Соболев С. В.* Модель интенсивного опускания континентальной коры // Строение и динамика переходных зон.— М., 1983.— С. 99—100.
41. *Стрельцов М. И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1976.
42. *Стрельцов М. И.* О сдвигах на флангах и кривизне островных дуг // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 236, № 1.— С. 184—187.
43. *Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным.*— М.: Наука, 1987.
44. *Туезов И. К.,* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— Новосибирск: Наука, 1975.
45. *Туезов И. К.* Астеносфера Охотского моря и его обрамления // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 5.— С. 13—25.
46. *Туезов И. К., Маслов Л. А., Епанешников В. Д.* Тепловые и механические модели литосферы мантии Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // III съезд советских океанологов. Геология, геофизика, геохимия океана.— Л., 1987.— С. 212—213.
47. *Уеда С.* Происхождение задуговых бассейнов // Геодинамические исследования.— 1988.— № 11.— С. 5—15.
48. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.
49. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника.— М.: Недра, 1985.
50. *Шевалдин Ю. В., Шевалдина С. В.* К вопросу о выделении западно-тихоокеанской аномалии теплового потока и некоторые особенности ее проявления // Геофизика и тектоника переходной зоны западно-тихоокеанского типа.— Владивосток, 1985.— С. 5—23.
51. *Юнов А. Ю., Супруненко О. И.* Особенности строения Курильской котловины Охотского моря // Сов. геология.— 1982.— № 8.— С. 77—80.
52. *Anderson E. M.* Cone-sheets and ring-dykes the dynamical explanation // Bull. Volcanol.— 1937.— V. 1.
53. *Arndt Nicholas T.* The separation of magmas from partially molten peridotite // Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. 1976—1977.— Washington, D. C., 1977.— P. 424—428.
54. *Fujii Toshitsugu.* Kadsan // Bull. Volcanol. Soc. Jap.— 1978.— V. 23, N 2.— P. 117—130.
55. *Kushiro Ukuo.* Karaky.— 1985.— N 2.— P. 102—111.
56. *Kushiro I.* Density and viscosity of hydrous calc-alkalic andesite magma at high pressures // Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. 1977—1978.— Washington, D. C., 1978.— P. 675—677.
57. *McBirneu A. R.* Conductivity variations and terrestrial heat-flow distribution // J. Geophys. Res.— 1963.— N 68.— P. 6323—6329.
58. *Murase Tsutomu.* Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1981—1982. Carnegie Inst.— Washington, D. C., 1982.— P. 303—305.

ИФЗ АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
12 апреля 1990 г.

УДК 552.23 + 552.321(597)

*Р. Н. Соболев, Х. Чунг, Д. Ч. Туан,  
В. М. Ряховский, Г. М. Старостин*

## ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДОСИННИЙСКОГО МАССИВА

(Южный Вьетнам)

В структурном отношении регион состоит из трех зон: Контум (приподнятый блок докембрийской континентальной протокры), Чыонгшон (участок протокры, переработанный в палеозойское время) и Далат (опущенный блок протокры). Протерозойские комплексы Сонг-Рэ (PR<sub>1</sub>) и Чу-Лай (PR<sub>2</sub>), относящиеся к мигматит-гранитовой формации, установлены только в зоне Контум. Палеозойские комплексы Ча-Бонг (O — S, гранит-гранодиоритовая формация), Дай-Лок (S<sub>2</sub> — D<sub>1</sub>, гранодиорит-гранитовая формация), Куэшон (C<sub>3</sub> — P<sub>1</sub>, гранитовая формация) приурочены к зоне Чыонгшон. Комплексы, связанные с процессами мезо-кайнозойской тектономагматической активизации: Хайван (P<sub>2</sub> — T<sub>1</sub>) и Ванкань (T<sub>1-2</sub>) — гранитовая формация, Динь-Куан (J<sub>3</sub> — K) — гранодиоритовая формация, Дэо-Ка (K — P) — граносиенитовая формация,

Анкроет (K — P) и Бана (K — P) — лейкогранитовая формация, — распространены во всех трех зонах.

На базе 735 полных силикатных анализов рассчитаны средние химические составы пород каждого комплекса. Для систематики петрохимической выборки и выделения петрохимических типов использован эвристический метод свертывания многомерной информации с использованием пошагового агломерационного принципа. Анализ петрохимических типов пород для каждого комплекса и региона в целом позволил выявить зависимость их состава от состава протокры и степени ее переработки для докембрийских гранитоидов, от степени зрелости коры — для палеозойских комплексов, а для мезо-кайнозойских гранитоидов — от типа коры, за счет которой они образовались.

Индосиннийский массив, представляющий собой один из крупных блоков Юго-Восточной Азии, имеет двухъярусное строение: докембрийский складчатый кристаллический фундамент и слабодислоцированный чехол [1]. В строении фундамента принимают участие породы архейского и протерозойского возраста.

Архейские образования представлены в нижней части чередованием двупироксеновых основных кристаллических сланцев, плагиогнейсов, гранат-гиперстеновых и гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов с линзами амфиболитов, а в верхней — гнейсами, мраморами с графитом и волластонитом и кальцифирами с графитом; в целом они выделяются как комплекс Каннак. Нижнепротерозойские образования (комплекс Нгоклинь) окаймляют архейское ядро и контактируют с ним по разломам. Они представлены роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами, амфиболитами, кварц-кварцит-биотитовыми сланцами, кварцитами, мраморами и кальцифирами. Верхнепротерозойские образования (комплекс Хамдык) в основании представлены амфиболитами, в которых вверх по разрезу появляются прослойки сланцев, кварцитов, гнейсов и мраморов. Этими породами

сложена центральная часть региона — Контумский выступ.

В строении чехла принимают участие верхнерифейские, палеозойские и мезо-кайнозойские образования. Верхнерифейские образования представлены грубослоистыми кварцитами, переслаивающимися со сланцами, доломитами и мраморами (толща Поко). Палеозойские образования расчленены на толщу Авьонг (C<sub>2</sub> — O<sub>1</sub>) — филлиты, кварциты, кремнистые и зеленые сланцы, порфириты — и Лонгдай (O — S) — конгломераты, песчаники, сланцы, лавы и туфы андезитового и липаритового состава. Они с несогласием перекрыты наземными вулканитами и континентальными угленосными отложениями триас-юрского возраста. Породы чехла распространены в северной части территории (зона Чыонгшон и частично Контум). Южная часть региона относится к Южно-Вьетнамскому вулканоплутоническому поясу. Она сложена нижне-среднеюрскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и сланцами с прослоями эффузивов среднего и кислого состава, испытавшими складчатость. Меловые породы представлены наземными вулканитами и красноватными отложениями (зона Далат).

Выделенные три части территории Южного Вьетнама представляют собой три структурные зоны, разделенные глубинными разломами (рис. 1). Центральная часть (зона Конгум или Конгумский выступ фундамента) — это поднятый блок докембрийской континентальной коры с четко выраженным блоковым строением. От расположенной к северу зоны Чьонгшон, представляющей собой участок протокры, испытавший интенсивную переработку в палеозое, он отделен глубинным разломом Тамки — Хиепдык. С юга зона Конгум ограничена глубинным разломом Туйхоа-Бионхо, отделяющим ее от зоны мезозойского (юра — мел) погружения Далат. Процессы мезо-кайнозойской активизации были наложены на все три тектонические зоны. На всей территории Южного Вьетнама интенсивно проявлен гранитоидный магматизм, связанный с четырьмя тектономагматическими циклами: архейским, протерозойским, палеозойским и мезо-кайнозойским [4, 6—8]. Ниже рассмотрены одиннадцать интрузивных комплексов\* трех тектономагматических циклов — протерозойского, палеозойского и мезо-кайнозойского, с каждым из которых ассоциирует специфическая минерализация (табл. 1).

Гранитоиды протерозойского цикла установлены в пределах развития докембрийской континентальной коры (зона Конгум), где они находятся в автохтонном залегании среди кристаллических пород фундамента. В двух других зонах породы фундамента перекрыты более молодыми образованиями, и данные о наличии протерозойских гранитоидов отсутствуют. Наиболее древний (PR<sub>1</sub>) комплекс Сонг-Рэ (массивы Сонг-Рэ, Туморон, Хатхань и др.) представлен главным образом гранитогнейсами и гранодиоритогнейсами, образующими небольшие пластовые тела изометричной формы, сосредоточенные в северной части зоны Конгум среди метаморфических пород комплекса Нгоклин. Границы с последними нечеткие, с переходной зоной мигматизированных пород. Гнейсовидность в гранитоидах совпадает со сланцеватостью вмещающих пород. Для комплекса характерны пегматиты, иногда слюдосные. К комплексу Чу-Лай (PR<sub>2</sub>) относятся массивы Чу-Лай, Ша-Кунь, Тхань-Куа и др., расположенные в северо-восточной части зоны Конгум. Породы комплекса представлены двуслюдяными гранитогнейсами, гранитами и мигматитами. Это массивы неправильной формы и пластовые тела, согласные со структурой вмещающих пород комплекса Хамдык (PR<sub>2</sub>) и имеющие с ними как постепенные переходы,

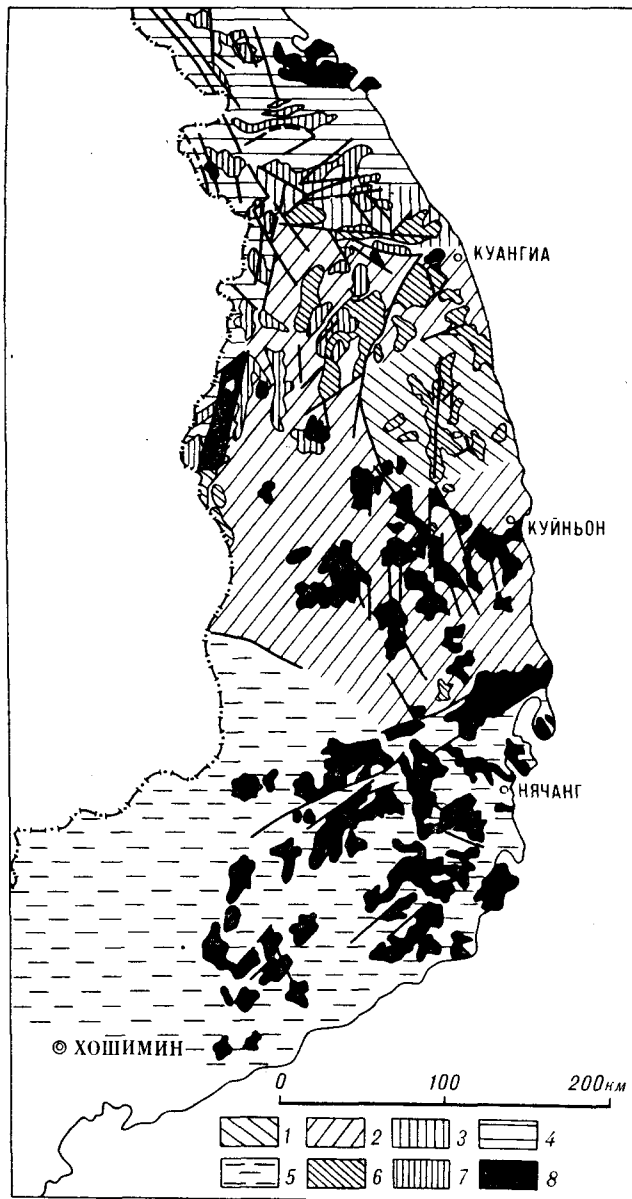


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных комплексов Южного Вьетнама.

1 — архейские образования; 2 — нижнепротерозойские (комплекс Нгоклин); 3 — верхнепротерозойские (комплекс Хамдык); 4 — верхнерифейские и палеозойские; 5 — мезо-кайнозойские; 6—8 — гранитоиды (6 — протерозойские, 7 — палеозойские, 8 — мезо-кайнозойские).

так и резкие контакты. Типичным акцессорным минералом пород комплекса Чу-Лай является магнетит. Для комплекса характерны керамические пегматиты.

Палеозойские комплексы сформировались в два этапа: ранне-среднепалеозойский (комплексы Ча-Бонг и Дай-Лок) и позднепалеозойский (комплекс Куэшон).

К комплексу Ча-Бонг (O—S) относятся массивы Ча-Бонг, Зиень-Бинь, Хамдык и др.,

\* Гранитоиды архейского магматического цикла и палеогенового комплекса малых интрузий в статье не рассматриваются.

## Гранитоидные комплексы Южного Вьетнама

Тектономагматический цикл	Комплекс, формация	Возраст		Типы гранитоидов		Приуроченность к тектонической зоне	Ассоциирующиеся полезные ископаемые
		геологический	радиологический, млн лет [6]	I фаза	II фаза		
Мезо-кайнозойский	Баня, лейкогранитовая	K — P		Биотитовые, лейкократовые и двуслюдяные граниты	—	Чьонг-шон	Sn
	Анкроет, лейкогранитовая	K — P	60—110	Биотитовые и лейкократовые граниты	—	Далат	Sn, W, Mo, As
	Дэо-Ка, граносиенит-гранитовая	K — P	70—127	Порфиroidные роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты (гранодиориты, граносиениты)	Биотитовые и лейкократовые граниты	Далат, Контум	Cu, Mo [4]
	Динь-Куан, гранодиоритовая	J <sub>3</sub> — K	98—140	Гранодиориты, диориты, кварцевые диориты	Биотитроговообманковые граниты	Далат	Pb, Zn
	Ванкань, гранитовая	T <sub>1-2</sub>	*	Биотитовые граниты, гранодиориты	—	Контум	Sn, Pb
	Хайван, гранитовая	P <sub>2</sub> — T <sub>1</sub>	*	То же	Биотитовые и двуслюдяные граниты	Чьонг-шон, Контум	Sn
Палеозойский	Куэшон, гранитовая	C <sub>3</sub> — P <sub>1</sub>	230—290	Биотитовые граниты, гранодиориты, граносиениты	—	Чьонг-шон, Контум	Pb, Zn, Au
	Дай-Лок, гранодиорит-гранитовая	S <sub>2</sub> — D <sub>1</sub>	*	Гранодиориты, биотитовые граниты, кварцевые диориты	Биотитовые и двуслюдяные граниты, граносиениты	Чьонг-шон	Пегматиты слюдоносные
	Ча-Бонг, гранит-гранодиоритовая	O — S	384—443	Гнейсовидные роговообманково-биотитовые гранодиориты и граниты, кварцевые диориты, плагиограниты	—	Чьонг-шон	Не установлены
Докембрийский	Чу-Лай, мигматит-гранитовая	PR <sub>2</sub>	*	Двуслюдяные гранитогнейсы и граниты, мигматиты	—	Контум	Пегматиты керамические
	Сонг-Рэ, мигматит-гранитовая	PR <sub>1</sub>	2300	Гранитогнейсы, гранодиоритогнейсы, плагиогранитогнейсы, плагиомигматиты	—	Контум	Пегматиты слюдоносные

\* Радиологические данные не приведены, так как не соответствуют геологическому возрасту

прорывающие и ороговиковывающие осадочно-метаморфические породы толщи Авьонг (Є<sub>2</sub> — O<sub>1</sub>) и перекрытые красноцветными образованиями ниже-среднедевонского возраста. Породы представлены гнейсовидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами, в подчиненном количестве встречаются кварцевые диориты и плагиограниты. Формирование комплекса происходило в мезоабиссальных условиях. К комплексу Дай-Лок (S<sub>2</sub> — D<sub>1</sub>) относятся массивы Дай-Лок, Бонгмьеу, Аран,

Бинь-Диен и др., имеющие неправильную форму со сложными контурами. Их размещение четко контролируется разрывными нарушениями. Возрастное положение пород комплекса определяется тем, что он прорывает осадочно-вулканогенные образования толщи Лонгдай (O — S) и перекрыт осадочными породами раннего — среднего девона. Комплекс полифазный. Породы первой фазы представлены гранодиоритами и биотитовыми гранитами, иногда встречаются кварцевые диориты. Породы второй

фазы — крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, в подчиненном количестве встречаются граносиениты. Для комплекса характерны турмалиновые слюдоносные пегматиты. Типичными акцессорными минералами комплекса Ча-Бонг являются магнетит и сфен, а комплекса Дай-Лок — ильменит. Комплекс сформировался в мезоабиссальных условиях. Оба комплекса приурочены к зоне Чыонгшон. К комплексу Куэшон относятся массивы Куэшон, Бен-Запг, Хыонг-Хоа и др., расположенные в зоне Чыонгшон. Породы комплекса прорывают нижне-среднедевонские образования и перекрыты триасовыми угленосными отложениями. Типичными для комплекса являются биотитовые граниты, в подчиненном количестве встречаются гранодиориты и граносиениты. Характерными акцессорными минералами являются магнетит, сфен и ортит. Породы комплекса сформировались в гипабиссальных условиях. С этим комплексом ассоциирует свинцовое, цинковое и золотое оруденение.

Формирование гранитоидов мезо-кайнозойского возраста связано с процессами тектономагматической активизации, проявившейся во всех трех структурных зонах. Массивы гранитоидов имеют неправильную или изометричную форму, формировались в гипабиссальных условиях и пространственно приурочены к системам разломов. Комплекс Хайван (массивы Хайван, Шонга, Мангка и др.) развит в пределах зоны Чыонгшон и северной части зоны Контум. Массивы комплекса сложены в основном биотитовыми гранитами, в подчиненном количестве развиты гранодиориты. Породы второй фазы представлены небольшими телами мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов. Характерной для комплекса является ассоциация ильменит — монацит. С ним ассоциирует оловянное оруденение.

Комплекс Ванкань (массивы Ванкань, Фуоньон, Фу-Тай и др.) распространен в основном в южной части зоны Контум, его размещение контролируется региональными разломами меридионального и северо-западного направления. Вместе с кислыми эффузивами он образует вулканоплутоническую формацию, характерную для периода активизации докембрийской континентальной коры. Породы комплекса представлены биотитовыми гранитами и, реже, гранодиоритами. Характерными акцессорными минералами являются магнетит (преобладает) и ильменит. Комплекс Ванкань близок к гранитоидам комплекса Нуй-Фао на севере Вьетнама и характеризуется специализацией на олово и свинец.

Комплекс Динь-Куан приурочен к зоне Далат. В состав комплекса входят небольшие массивы Динь-Куан, Шонг-Фа, Хон-Че и др., образующие полосу северо-восточного направ-

ления. Их размещение контролируется региональными разломами. Гранитоиды прорывают юрские сланцы и перекрыты базальтами неоген-четвертичного возраста. Породы комплекса представлены гранодиоритами, и, реже, диоритами, вторая фаза — биотит-роговообманковые граниты. Характерными минералами пород первой фазы являются пироксен, типичные акцессории, магнетит и циркон. С комплексом Динь-Куан связано свинцово-цинковое оруденение.

Гранитоиды комплекса Дэо-Ка (массивы Дэо-Ка, Нинь-Хоа, Хон-Шан и др.) пользуются широким распространением в зонах Далат и Контум. Вместе с эффузивными образованиями среднего — кислого состава они образуют вулканоплутоническую формацию. Породы первой фазы комплекса представлены порфировидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами, породы второй фазы — биотитовые и лейкократовые граниты. Для пород первой фазы характерна ассоциация магнетит + сфен, для второй — магнетит + ильменит, постоянно отсутствуют халькопирит и молибденит. Комплекс специализирован на медь и молибден.

Комплекс Анкроет (массивы Анкроет, Далат, Блао и др.) локализован в центральной части зоны Далат и приурочен к разломам северо-восточного простирания. Комплекс сложен биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Для него характерно наличие грейзенов. Главными акцессорными минералами являются ильменит и циркон. Граниты комплекса имеют много общего с оловоносными гранитами севера Вьетнама и Юго-Восточной Азии. С ними ассоциирует оловянное, вольфрамовое, молибденовое и мышьяковое оруденение.

Комплекс Бана приурочен к зоне Чыонгшон. Слагающие его массивы Бана, Чами, Хамдык и др. имеют небольшие размеры, однофазное строение, с ним связаны грейзены и пегматиты. Комплекс сложен биотитовыми, двуслюдяными и лейкократовыми гранитами. Характерные акцессории: ильменит, флюорит, турмалин. Граниты комплекса близки к оловоносным гранитам комплексов Пиа-Оак и Бан-Чиенг и имеют металлогеническую специализацию на олово.

Итак, прослеживается определенная закономерность в распределении разновозрастных гранитоидных комплексов региона. Докембрийские автохтонные комплексы Сонг-Рэ и Чу-Лай локализованы среди кристаллических пород фундамента в зоне Контум. Гранитоиды палеозойского возраста (комплексы Ча-Бонг, Дай-Лок и Куэшон) приурочены к зоне Чыонгшон. Лишь иногда в пределах зоны Контум встречаются небольшие массивы комплекса Куэшон, где их размещение контролируется системой диагональных разломов. Формирование мезо-

Средний химический состав гранитоидов

Комплекс, геологический возраст	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Баня, К — Р	74,60	0,26	12,70	0,63	1,71	0,04	0,38	1,04	2,95	4,87
Аикроет, К — Р	72,18	0,28	13,91	1,77	1,12	0,05	0,41	1,32	3,05	3,38
Дэо-Ка, К — Р	71,88	0,40	13,63	1,43	1,18	0,06	0,57	1,37	3,67	4,19
Динь-Куан, J <sub>3</sub> — К	65,57	0,69	14,96	3,58	2,25	0,11	1,85	3,78	2,79	2,67
Ванкань, T <sub>1-2</sub>	71,14	0,20	13,74	1,62	1,15	0,03	0,61	1,16	3,41	4,53
Хайван, P <sub>2</sub> — T <sub>1</sub>	71,52	0,58	12,99	0,77	2,42	0,10	1,11	1,71	2,30	4,54
Куэшон, C <sub>3</sub> — P <sub>1</sub>	71,07	0,47	13,90	1,15	1,61	0,05	0,74	1,60	3,41	4,22
Дай-Лок, S <sub>2</sub> — D <sub>1</sub>	71,27	0,47	13,47	2,12	1,47	0,08	0,70	1,56	2,51	4,05
Ча-Бонг, O — S	70,18	0,44	14,33	1,58	2,04	0,09	0,87	1,96	2,99	4,09
Чу-Лай, PR <sub>2</sub>	71,18	0,46	14,10	1,19	1,69	0,06	0,69	1,91	2,97	4,27
Сонг-Рэ, PR <sub>1</sub>	70,19	0,58	13,72	1,09	2,63	0,07	1,06	2,60	2,53	3,67

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Главного геологического управления СРВ. Контрольные определения, проведенные в химической лаборатории кафедры геохимии Ханойского университета и в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ, показали хорошую сходимость результатов анализа.

кайнозойских комплексов связано с процессами тектономагматической активизации, в которые был вовлечен Индосинийский массив, что обусловило повсеместное распространение гранитоидов этого этапа развития по территории Южного Вьетнама.

Для петрохимического анализа пород региона использовано 735 полных силикатных анализов, отобранных достаточно равномерно из пород гранитоидных комплексов всех тектонических зон. Средние химические составы пород каждого комплекса, с учетом их площадного распространения, приведены в табл. 2. Отчетливо видна общая тенденция увеличения кремнекислотности и уменьшения титанистости и кальциевости от древних к молодым образованиям. Эта же тенденция (кроме изменения титанистости) имеется и внутри каждого тектономагматического цикла. Уровень содержания кремнезема в комплексах, относящихся к началу и концу протерозойского и палеозойского циклов, очень близок. Концентрация кремнезема в породах самого древнего комплекса мезо-кайнозойского цикла близка к его содержанию в породах заключительных комплексов протерозойских и палеозойских циклов, как бы продолжая их развитие. Сопоставление средних содержаний показывает, что гранитоиды протерозойских и палеозойских комплексов могли служить исходным материалом для образования магм мезо-кайнозойских комплексов. Из этого ряда по всем параметрам резко выделяется состав комплекса Динь-Куан.

Сравнение химических составов гранитоидов Южного Вьетнама с химическими составами генетических типов гранитоидов [5, 9] показывает, что состав комплекса Динь-Куан близок к инфракрупальным гранитам (I-тип),

а остальных комплексов — к супракрупальным гранитам (S-тип).

Для систематики химических составов нами использован эвристический метод свертывания многомерной информации. В основу алгоритма положен пошаговый агломерационный принцип, состоящий в последовательном сгущении точек в многомерном пространстве, координатами которого служат содержания оксидов. Согласно принципам агломерации данные группируются по степени корреляционной близости исходных точек. Поэтому в одну группу попадают точки с наибольшим коэффициентом корреляции признаков: все объединенные в группы анализы обладают единой петрохимической характеристикой, и, соответственно, относятся к конкретному петрохимическому типу [3].

В структуре общей выборки (735 точек) выделено шесть петрохимических типов, из которых как по представительности породных групп, так и по петрографическим характеристикам главными являются типы I, III, IV и VI (табл. 3). Тип II объединил единичные точки из различных комплексов, представляющие пробы гибридных или измененных пород, — они составляют менее 2% от общей выборки. Интенсивно альбитизированные породы сгруппировались в тип V. Эти две группы пород опускаются при дальнейшей характеристике магматических образований.

Тип I соответствует среднему диориту, тип III близок к среднему гранодиориту (здесь и далее типы пород указаны по Ле Метру [2]), типы IV и VI соответствуют гранитам: тип IV близок к среднему нормальному граниту, а тип VI отличается повышенным содержанием кремнезема и щелочей и пониженным — остальных оксидов.



## Петрохимические типы пород Южного Вьетнама

Оксиды	Петрохимический тип					
	I	II	III	IV	V	VI
	Число проб в выборке					
	33	13	102	132	13	442
SiO <sub>2</sub>	57,80	64,12	64,97	71,37	72,60	73,92
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,70	0,79	0,47	0,24	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,70	15,15	15,86	14,10	14,92	13,83
FeO*	8,86	6,39	5,87	4,20	2,65	2,32
MnO	0,16	0,07	0,11	0,09	0,05	0,06
MgO	4,45	2,62	1,95	1,10	0,58	0,52
CaO	6,60	4,73	4,04	2,46	0,76	1,29
Na <sub>2</sub> O	2,76	2,68	3,26	2,75	5,80	3,22
K <sub>2</sub> O	1,66	2,40	3,02	3,39	2,35	4,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,12	0,10	0,07	0,04	0,04
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	4,42	5,08	6,28	6,14	8,15	7,44
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,60	0,90	0,93	1,23	0,41	1,40

Примечание. FeO\* — суммарное железо.

Переход от типа I к типу VI характеризуется: а) понижением кальциевости при одновременном росте калиевости, б) уменьшением фемизности при относительном возрастании железистости, в) ростом кремнеземистости при одновременном возрастании доли «ортоклазового» компонента (рис. 2). При увеличении суммарной щелочности накопление калия происходит быстрее, чем натрия (рис. 3). Анализ распространенности в структуре общей выборки четырех выделенных петрохимических типов гранитоидов в разных тектонических зонах (рис. 4) позволяет выявить их близость: во всех зонах резко преобладает тип VI, а тип I наименее распространен. Это свидетельствует о тождественности эволюции магматизма в различных зонах. Тип I наиболее распространен в зоне Чьонгшон, а тип III — в зонах Чьонгшон и Далат.

Выделенные вариации химического состава гранитоидов характерны для большого возрастного интервала. Изменение состава гранитоидов в зависимости от приуроченности их к определенным тектоническим зонам не столько является следствием изменения термодинамических условий образования расплавов (которые менялись от комплекса к комплексу), сколько определяется составом того источника, за счет которого возникали кислые расплавы [5, 9]. Поэтому разный состав гранитоидных комплексов указывает на разный состав коры, за счет которой образовались расплавы в зонах Чьонгшон, Далат и Контум. Поскольку для типов I и III характерна натровая специализация, свойственная инфракрустальным гранитоидам I-типа, образующимся за счет веще-

ства нижней коры [5], а развитие их в трех указанных тектонических зонах существенно различно, нам представляется правомерным вывод о различном участии вещества нижней коры в формировании кислых расплавов, расположенных в трех указанных тектонических зонах.

С целью выявления особенностей гранитоидов каждого комплекса по указанной методике [3] была проведена математическая обработка химических анализов с изменением внутренней структуры выборки (табл. 4), т. е. проанализированы составы в пределах определенного тектономагматического цикла.

Для анализа химической эволюции протерозойских гранитоидов использованы данные по 91 пробе из пород комплексов Сонг-Рэ и Чу-Лай (рис. 5, а). В результате обработки этих данных были получены пять петрохимических типов гранитоидов (см. табл. 4, рис. 5, а). Тип Ia объединил пробы диоритового состава, а остальные четыре типа соответствуют составу гранита, различаясь, однако, концентрацией породообразующих оксидов. Для нижнепротерозойского комплекса Сонг-Рэ характерны петрохимические типы Ia, IIIa и IVa с калиевым уклоном. С возрастанием кремнекислотности происходит накопление щелочей, а для гранитов и увеличение калиевости. Для комплекса Чу-Лай характерны петрохимические типы IIa — Va, при этом для типов IIIa — Va характерно увеличение суммы щелочей и калиевости с ростом кремнекислотности. Петрохимический тип IIa выделяется из общего ряда как высоким содержанием щелочей, так и низкой относительной и абсолютной калиевостью. Автохтонный характер залегания протерозойских комплексов и постепенные переходы их во вмещающие породы, за счет которых они образовались, позволяют связывать петрохимические отличия протерозойских комплексов друг от друга с вариациями состава исходных метаморфических пород.

Формирование палеозойских гранитоидов связано с развитием ранне-среднепалеозойского (комплексы Ча-Бонг и Дай-Лок) и позднепалеозойского (комплекс Куэшон) этапов. Было обработано 229 анализов, характеризующих породы этих комплексов, которые объединились в шесть петрохимических типов (см. табл. 4, рис. 5, б). В петрохимический тип Ib объединены породы габбро-диоритового состава, в тип IIb — гранодиориты, в тип IIIb — адамеллиты, остальные типы — это граниты. Комплекс Ча-Бонг, сформировавшийся на раннеорогенной стадии развития, сложен гранодиоритами и гранитами как с натровым (типы IIb и IVb), так и с калиевым (типы Vb, VIb) уклоном. Для позднеорогенного комплекса Дай-Лок характерно интенсивное развитие

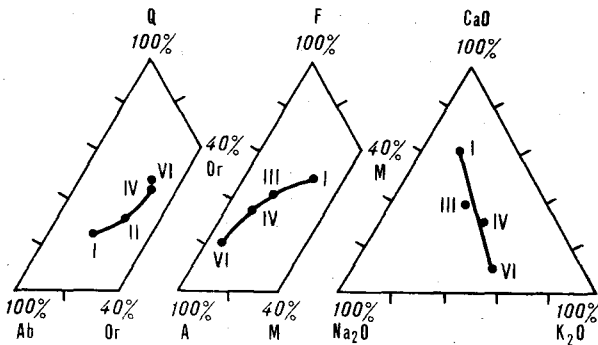


Рис. 2. Изменение составов главных петрохимических типов (здесь и далее римские цифры) гранитоидов Ю. Вьетнама.

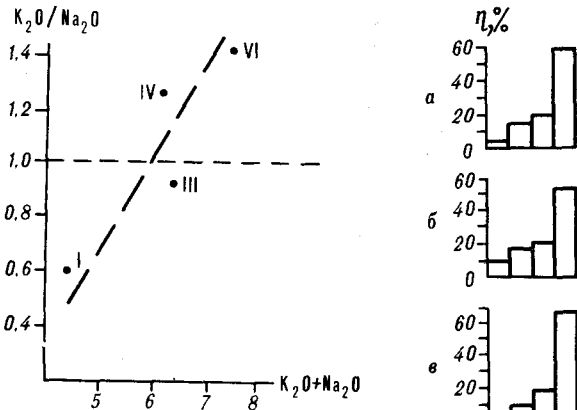


Рис. 3. Изменения общей щелочности и отношения  $K_2O/Na_2O$  в гранитоидах.

Рис. 4. Частота встречаемости главнейших типов гранитоидов Ю. Вьетнама. а — сводная по региону; б — Чыонгшон; в — Контум; г — Далат.

гранитов (типы Vб и VIб) и незначительное развитие пород других петрохимических типов (IIб и IIIб). Наиболее пестрым составом характеризуется комплекс Куэшон — здесь представлены все шесть выделенных петрохимических типов, причем тип Iб выявлен только в этом комплексе. Для всех палеозойских комплексов характерно постоянное присутствие и преобладание пород типа VIб.

Гранитоидные комплексы палеозойского тектономагматического цикла приурочены в основном в зоне Чыонгшон, прошедшей геосинклинальный этап развития, что привело к созданию здесь более зрелой коры, обусловившей преобладающее развитие ультракислых гранитоидов на всей территории. Эволюция состава пород в пределах ранне-среднепалеозойского этапа в сторону преобладания ультракислых

пород от раннеорогенного к позднеорогенному комплексу — общая закономерность развития гранитоидного магматизма, обусловленная как перемещением очагов магмообразования из глубоких в верхние уровни коры, так и образованием все более низкотемпературных вышлавков.

Формирование мезо-кайнозойских комплексов связано с этапом тектономагматической активизации, охватившим все зоны региона. 380 анализов, характеризующие гранитоиды этого цикла, объединились в восемь петрохимических типов, два из которых мало представлены (только по 5 проб) и поэтому исключены из рассмотрения (см. табл. 4, рис. 5, е). Тип Iв близок диориту, тип IIв — гранодиориту, типы IIIв — VIв отвечают граниту с преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ . Комплексы первого этапа мезо-кайнозойского цикла — Хайван и Ванкань — характеризуются преобладанием петрохимического типа Vв. В массивах комплекса Хайван, расположенных в зоне Чыонгшон, распространены граниты типа IIIв. В массивах комплексов Хайван и Ванкань зоны Контум породы последнего типа распространены значительно слабее, только в этой зоне присутствует петрохимический тип Iв. Для обеих тектонических зон характерны граниты с преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ .

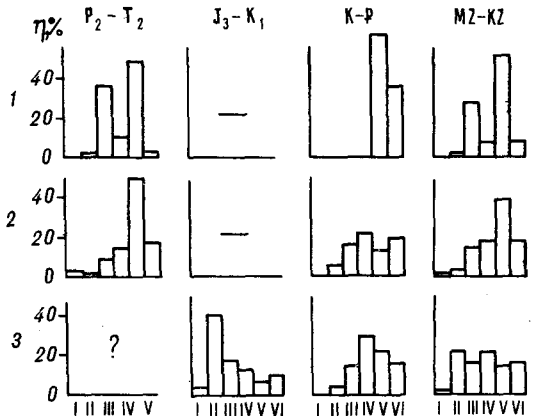
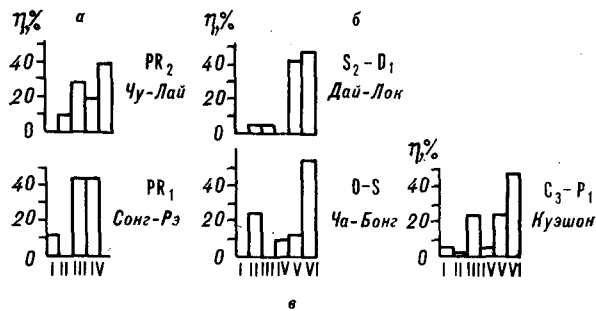


Рис. 5. Частота встречаемости петрохимических типов гранитоидов.

а — в протерозойских (Сонг-Рэ, Чу-Лай); б — в палеозойских (Ча-Бонг, Дай-Лок, Куэшон); в — в мезо-кайнозойских (зоны: 1 — Чыонгшон, 2 — Контум, 3 — Далат) комплексах.

## Петрохимические типы гранитоидов протерозойского, палеозойского и мезо-кайнозойского мегаэтанов

Петрохимический тип	Оксиды												
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	n
<i>а) Гранитоиды протерозойского мегаэтана, 91 проба</i>													
I	64,54	1,03	15,45	5,93	0,09	1,65	4,21	2,47	3,40	0,23	5,87	1,4	6
II	70,89	0,20	15,35	2,95	0,12	0,36	2,34	4,97	2,73	0,12	7,70	0,5	5
III	71,18	0,52	14,75	3,68	0,06	0,99	2,45	2,96	3,38	0,03	6,34	1,1	33
IV	72,67	0,31	14,11	2,82	0,09	0,70	1,74	2,80	4,69	0,07	7,49	1,7	29
V	74,20	0,43	13,91	1,59	0,02	0,48	1,20	2,81	5,34	0,01	8,15	1,9	18
<i>б) Гранитоиды палеозойского мегаэтана, 229 проб</i>													
I	53,89	1,02	16,41	10,88	0,17	5,92	7,93	2,61	1,07	0,10	3,68	0,4	5
II	64,44	0,71	15,80	6,03	0,11	2,36	4,52	3,34	2,52	0,17	5,86	0,8	25
III	68,03	0,78	15,02	3,99	0,06	1,37	2,65	3,12	5,06	0,02	8,16	1,6	21
IV	69,22	0,20	15,34	4,42	0,08	1,21	2,57	4,19	2,64	0,13	6,83	0,6	11
V	73,35	0,54	13,45	3,66	0,06	0,80	1,80	2,43	3,86	0,05	6,29	1,6	57
VI	73,95	0,16	14,06	2,36	0,06	0,57	1,29	3,15	4,35	0,06	7,50	1,4	110
<i>в) Гранитоиды мезо-кайнозойского мегаэтана, 389 проб</i>													
I	59,60	1,31	16,33	8,64	0,11	3,89	5,38	3,36	1,27	0,11	4,63	0,4	8
II	65,57	0,71	15,47	6,11	0,12	1,86	4,16	2,97	2,92	0,11	5,89	1,0	42
III	70,58	0,58	14,27	4,09	0,07	1,35	2,51	2,90	3,59	0,05	6,49	1,2	64
IV	72,36	0,40	13,84	2,96	0,08	0,58	1,83	3,51	4,41	0,04	7,92	1,3	65
V	74,42	0,16	13,83	2,00	0,06	0,37	0,89	3,24	5,00	0,03	8,24	1,5	119
VI	76,60	0,22	12,29	1,37	0,04	0,19	0,81	3,37	5,06	0,05	8,43	1,5	91

Примечание. FeO\* — суммарное железо.

Комплекс Дин-Куан — второй незавершенный этап мезо-кайнозойского цикла — характеризуется резким преобладанием гранодиоритов (тип IIв) при наличии диоритов (тип Iв) и гранитов (типы IIIв — VIв). Магматизм третьего этапа — комплексы Дэо-Ка, Анкроет, Бана — установлен во всех структурных зонах. В зоне Чыонгшон развиты граниты, в других зонах проявлены типы пород и более основного состава (комплекс Дэо-Ка). В целом для всех комплексов зоны Чыонгшон характерен более кислый и однообразный состав, а для двух других — более основной и варьирующий.

Таким образом, для юго-восточной части Индосинийского массива характерно наличие общих трендов эволюции гранитоидов как для всего региона в целом, так и для его отдельных зон, но при этом каждый гранитоидный комплекс характеризуется специфическими петрохимическими чертами. Так, общим для всех структурных зон является присутствие гранитоидов как с преобладанием натрия над калием, так и наоборот. Вместе с тем, например, в комплексе Сонг-Рэ не установлены разновидности, в которых натрия преобладает над калием, а в комплексе Чу-Лай нет петрохимиче-

ского типа, отвечающего диориту. Сходство химических составов пород этих автохтонных комплексов указывает на близость субстрата, за счет которого они образовались, и условий их формирования; выявленные отличия связаны со спецификой состава этого субстрата.

Наличие одних и тех же петрохимических типов пород в палеозойских комплексах обусловлено однонаправленностью развития процессов гранитообразования, а их различия связаны с различной степенью зрелости коры, за счет которой они формировались. Эволюция магматизма на каждом этапе развития сопровождалась повышением калиевости пород.

Мезо-кайнозойские комплексы формировались на коре двух типов. Те из них (Хайван, Бана), которые образовались на коре, претерпевшей геосинклинальный этап развития, характеризуются более кислым и более однородным составом и отсутствием петрохимических типов пород с натровым уклоном. Наиболее четко эти особенности проявлены в молодом комплексе Бана. Комплексы, развитые на протерозойском основании, не испытавшем геосинклинальной переработки, характеризуются большим разнообразием петрохимических типов пород. Петрохимический тип пород с нат-

ровой специализацией отсутствует в самых молодых комплексах.

Таким образом, для территории Южного Вьетнама впервые выявлены закономерности эволюции химического состава гранитоидов во времени и пространстве, установлена зависимость их состава от приуроченности к конкретной тектонической зоне и степени зрелости коры. Поскольку гранитоиды каждого тектономагматического цикла и комплекса имеют характерный химический состав и металлогени-

ческую специализацию, то использование петрохимических особенностей пород как одного из критериев отнесения конкретного массива к определенному интрузивному комплексу позволит более целенаправленно вести поисковые и металлогенические работы.

Установленная петрохимическая специфика пород позволила впервые для Южного Вьетнама обоснованно поставить вопрос о возможности выделения на этой территории двух генетических типов гранитов (I- и S-типы).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Краткая объяснительная записка к геологической карте СРВ масштаба 1:500 000.— Ханой, 1985.
2. Петрография. Ч. II/Под ред. А. А. Маракушева.— М.: Изд-во МГУ, 1981.
3. Ряховский В. М., Абрамов А. В., Миронов Ю. В. Распределение петрохимических типов магматических пород океанов в пространстве и во времени // Твердая кора в океанах.— М.: Наука, 1987.— С. 121—131.
4. Соболев Р. Н., Туан Д. Ч. Петрология и металлогеническая специализация гранитоидов комплекса Дэока (СРВ) // Вестн. МГУ. Геол.— 1989.— № 1.— С. 59—72.
5. Chappell B. W., Stephens W. S. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas // Transactions of the Royal society of Edinburgh.— 1988.— V. 79, pt. 2, 3.— P. 71—87.
6. Huynh Trung, Nguen Xuan Bao, Zagruzina I. A. et al. New data radiometrical dating of intrusive formations in Southern Vietnam // Bull. of university of Hochimins city.— 1986.— N 5.— P. 24—39.
7. Huynh Trung, Hguen Xuan Bao. Classification of intrusive magmatic formations in Southern Vietnam // Bull. geology general department of geology of Vietnam.— 1981.— N 151.— P. 11—18.
8. Ta Hoang Tinh. About the distribution lawfulness of intrusive magmatic formations in Southern Vietnam // Works of department of geological mapping.— 1980.— N 1.— P. 27—35.
9. White A. J. R., Chappell B. W. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal society of Edinburgh.— 1988.— V. 79, pt. 2, 3.— P. 163—183.

МГУ  
Москва

Поступила в редакцию  
6 апреля 1990 г.

УДК 550.837

*Ю. Ф. Мороз*

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО ЧЕХЛА КАМЧАТКИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Рассмотрены полученные впервые для Камчатки карты электропроводности приповерхностных частей разреза, кайнозойской и меловой толщ, суммарной проводимости кайнозойского чехла, а также структурные схемы по опорным геоэлектрическим горизонтам,

В последние годы на Камчатке выполнен большой объем электромагнитных исследований методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ), магнитовариационного профилирования (МВП), теллурических токов (ТТ), вертикального и дипольного электрических зондирований (ВЭЗ и ДЭЗ), зондирования становлением поля (ЗСТ) и др. Глубинность исследований в магнитотеллурических методах достигает 10 км и более. Почти вся территория полуострова изучена методом МТЗ по региональной сети. К настоящему времени Камчатка является одним из наиболее изученных регионов на Дальнем Востоке глубинными зондированиями. Имеется реальная возможность получить информацию о строении земной коры и в первую очередь ее верхней части — осадочно-вулканогенного чехла. По мере накопления материалов опубликован ряд статей, посвященных строению осадочно-вулканогенного чехла отдельных районов Камчатки [3—5, 7]. Интерпретация электромагнитных данных выполнена по единой методике, разработанной нами и достаточно подробно изложенной в работах [2, 3, 6].

Настоящая статья является обобщающей, подводящей итог многолетним исследованиям верхних частей земной коры Камчатки. На основе большого фактического материала с привлечением данных других геофизических методов составлены карты электропроводности приповерхностных частей разреза, кайнозойской и меловой толщ, карты суммарной продольной проводимости кайнозойского чехла ( $S_1$ ), а также структурные схемы по опорным геоэлектрическим горизонтам, отождествляемым с верхнемеловым комплексом и домеловым фундаментом. С помощью этих карт и схем выявлены ос-

отождествляемые с верхнемеловым комплексом и домеловым фундаментом. С их помощью выявлены основные особенности строения мезо-кайнозойской толщи Камчатки.

новые особенности в строении осадочно-вулканогенного чехла Камчатки, рассмотренные ниже.

### ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО ЧЕХЛА

Представление об изменении электропроводности приповерхностных частей разреза дает рис. 1, на котором представлена карта кажущегося сопротивления, полученная, преимущественно, по данным ВЭЗ с разносами АВ — 4 км. Для составления этой карты использованы также данные зондирования становлением поля, дипольного электрического зондирования, дипольного электромагнитного профилирования и др. Глубинность методов в большинстве случаев составляет сотни метров и не превышает 1 км. Значения кажущегося сопротивления на территории Камчатки меняются от первых тысяч до первых десятков Ом на метр. Анализ показывает, что данная карта отражает изменчивость приповерхностных образований Камчатки. Зоны наиболее повышенных значений кажущихся сопротивлений отвечают вулканическим поясам и выходам пород домелового фундамента. Вулканические пояса в приповерхностной части сложены преимущественно высокоомными вулканогенными породами, представленными андезитами, базальтами, туфами, туфоагломератами, игнимбритами. Повышенным сопротивлением также характеризуются песчаные и валунно-галечные отложения четвертичного возраста. Большую роль в увеличении сопротивлений этих отложений играют зоны свободного водообмена, характеризующиеся слабой минерализацией насыщающих вод. Высокоомный разрез верхних частей вулканиче-

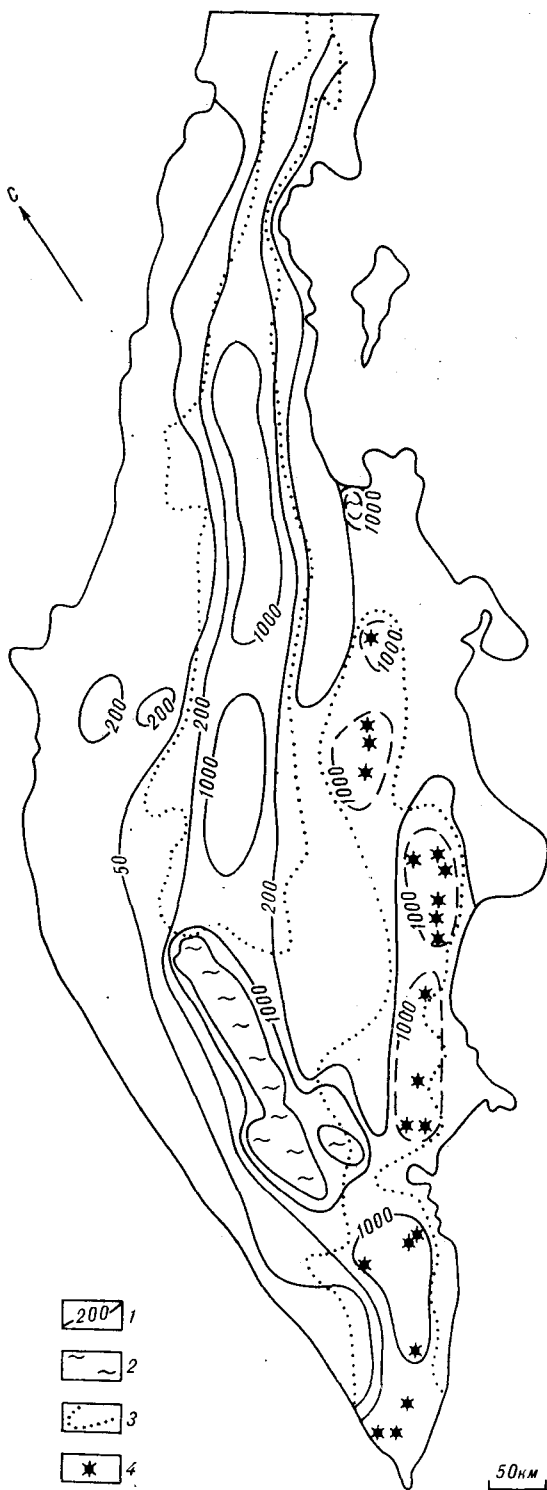


Рис. 1. Карта сопротивлений приповерхностной части осадочно-вулканогенного чехла Камчатки.

1 — изоэмы; 2 — выходы пород домелового фундамента; 3 — границы вулканических поясов; 4 — действующие вулканы.

ского пояса подтверждается данными глубокого бурения южной Камчатки. Выходы пород домелового фундамента (Срединный и Хавывен-

ский массивы) сложены также высокоомными метаморфическими породами. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, филлитами, филлитизированными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

Зоны пониженных значений сопротивлений соответствуют прогибам, выполненным преимущественно терригенными проводящими образованиями. Эти отложения хорошо изучены глубоким бурением на западной Камчатке. Как правило, они сложены песками, глинами, песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и т. д. Следует отметить, что маломощная верхняя высокоомная толща в районах западной Камчатки составляет десятки метров и не нашла отражения на карте. В пределах зоны пониженных значений сопротивлений выделяются отдельные аномалии в первые сотни Ом на метр, приуроченные к выходам верхнемеловых образований, сложенных терригенными и вулканогенно-кремнистыми породами.

По сравнению с западной Камчаткой, восточная, включая Центрально-Камчатскую депрессию, характеризуется более высокими значениями кажущегося сопротивления. Это обусловлено более широким развитием высокоомных магматических образований. В отдельных районах существенно возрастает мощность высокоомных рыхлых четвертичных пород. Так, по данным бурения, в Центрально-Камчатской депрессии и на восточном побережье она достигает 500—600 м. Высокие кажущиеся сопротивления характерны для восточных полуостровов, сложенных преимущественно вулканогенными образованиями. Здесь ограниченное распространение имеют пески, галечники, суглинки. Горизонты, сложенные этими породами, представляют собой зону свободного водообмена, с пониженной минерализацией насыщенных вод, для зоны свойственны высокие сопротивления.

Следует отметить, что на рассматриваемой карте, в связи с ее мелкомасштабностью, не отражены отдельные локальные аномалии пониженных сопротивлений, связанные с геотермальными зонами. Резкое уменьшение сопротивлений в них обусловлено высокоминерализованными водами. Также на карте из-за региональной сети наблюдений не нашли выражение многие современные вулканические постройки, которые, судя по данным детальных исследований Авачинско-Корякской и Ключевской групп вулканов, должны проявиться в виде локальных изометричных аномалий повышенных значений кажущихся сопротивлений.

Таким образом, полученная карта в общем свидетельствует о достаточно мощном чехле высокоомных образований, развитых на большей части площади полуострова. Только в отдель-

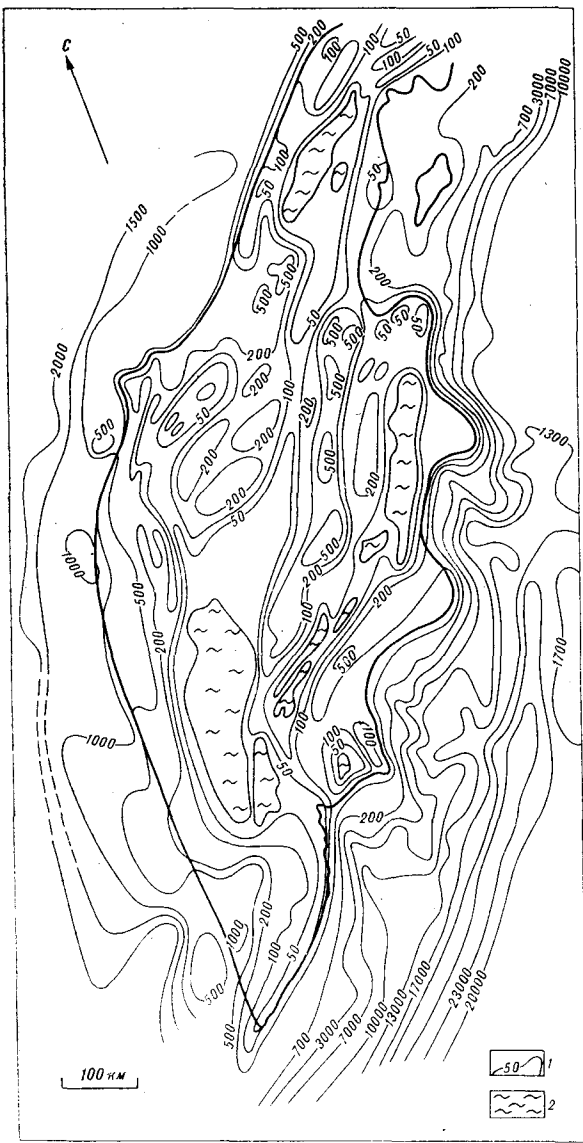


Рис. 2. Карта суммарной продольной проводимости кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла Камчатки и близлежащих акваторий, включая водную оболочку.  
1 — изолинии  $S_1$ , См; 2 — выходы пород докайнозойского комплекса.

ных районах западной Камчатки и побережья пролива Литке мощность высокоомных образований сокращается. Здесь терригенные низкоомные образования наиболее приближены к дневной поверхности.

Представление об относительном изменении мощности и среднего продольного сопротивления кайнозойского чехла Камчатки дает карта  $S_1$  (рис. 2). Она составлена преимущественно по данным электромагнитных исследований. В отдельных районах, слабо изученных электроразведкой, для определения  $S_1$  привлечены материалы гравиразведки путем использования

корреляционных связей между величиной  $S_1$  и полем силы тяжести, выявленных на смежных площадях. Значения  $S_1$  на территории Камчатки испытывают изменения почти на три порядка, что свидетельствует о сложном геологическом строении региона. Обращают на себя внимание высокие градиенты в изменении  $S_1$ , отражающие резкие изменения геоэлектрического разреза.

Анализ показывает, что в первом приближении карта  $S_1$  отражает основные черты тектоники полуострова. Аномальные зоны пониженных значений  $S_1$  до 50—100 См отвечают крупным положительным структурам полуострова. Отдельные локальные аномалии пониженных  $S_1$  в их пределах соответствуют поднятиям верхнемеловых пород и наличию в разрезе вулканогенных образований. Аномальные зоны повышенных значений  $S_1$  до 500—1000 См и более отражают существование крупных прогибов Камчатки. Аномалии пониженных  $S_1$  соответствуют поднятиям докайнозойского комплекса. Максимальные значения  $S_1$  отвечают впадинам прогиба с увеличенной мощностью кайнозойских отложений. На границах аномальных зон и аномалий отмечаются высокие градиенты в изменении  $S_1$ , связанные с наличием тектонических осложнений, определяющих блоковое строение Камчатки.

Следует отметить, что в изменении  $S_1$  большую роль, наряду с мощностью, играет среднее продольное сопротивление. Оно зависит от минералогического состава, пористости, степени минерализации насыщающих вод, температуры, давления и других факторов. Как показывают материалы глубокого бурения, этот параметр в первую очередь характеризует фациальную изменчивость пород, слагающих осадочно-вулканогенный чехол. При увеличении в разрезе терригенных пород среднее продольное сопротивление толщи уменьшается до первых единиц Ом на метр. При заметном увеличении в разрезе вулканогенных образований оно возрастает до первых десятков и более Ом на метр. Поэтому можно полагать, что карта среднего продольного сопротивления кайнозойских отложений (рис. 3) в первом приближении характеризует литолого-фациальные особенности разреза. Данная карта совместно с картой  $S_1$  дает возможность выделить районы развития преимущественно терригенных или вулканогенных кайнозойских образований. Обращает на себя внимание, что площади развития терригенных проводящих отложений существенно превышают районы развития высокоомных приповерхностных образований. Это свидетельствует о том, что вулканогенные толщи на значительной территории Камчатки имеют покровный характер. Как правило, в краевых частях

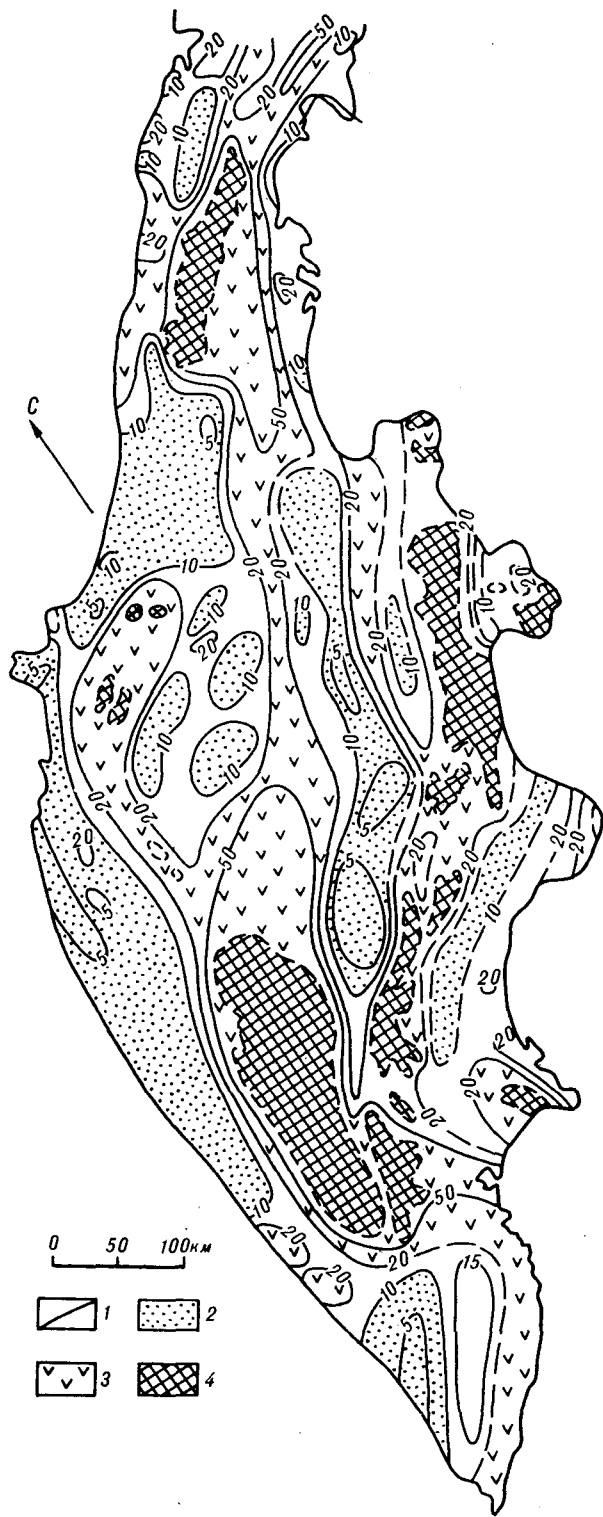


Рис. 3. Карта сопротивлений кайнозойской толщи осадочно-вулканогенного чехла Камчатки.

1 — изоэмы; 2, 3 — толщина, сложенная с преобладанием в разрезе терригенных (2) и вулканогенных пород (3); 4 — выходы пород докайнозойского комплекса.

поясов мощность покровов незначительна и не превышает первых сотен метров. Только в их

центральных частях она достигает сотен, первых тысяч метров. Следует отметить, что на карте сопротивлений, так же как на карте  $S_1$ , из-за редкой сети наблюдений не отразились локальные аномалии, связанные с гидротермальными проявлениями.

Аномальные зоны и аномалии повышенного сопротивления, как правило, приурочены к антиклинориям и поднятиям полуострова. Они фиксируют увеличенную насыщенность разреза эффузивными и интрузивными магматическими образованиями и представляют повышенный интерес с точки зрения поисков рудных месторождений. Аномальные зоны и аномалии пониженного сопротивления, отвечающие прогибам и впадинам, указывают на преобладание в их разрезе терригенных пород. При этом наиболее низкие сопротивления свойственны районам с увеличенной мощностью кайнозойской толщи, что подтверждено глубоким бурением. При поисках нефти и газа данные районы представляют повышенный интерес.

Наиболее крупная аномальная зона пониженного сопротивления выделена на Западной Камчатке. Здесь уменьшение среднего продольного сопротивления кайнозойской толщи связано с появлением в разрезе миоценовых низкоомных отложений, представленных аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Доля этих отложений в молодых наложенных впадинах существенно возрастает. Палеогеновые породы характеризуются более высокими сопротивлениями. Их преобладание в разрезе приводит к росту среднего продольного сопротивления кайнозойской толщи до 10—20 Ом · м.

Значительная по своим размерам аномальная зона пониженного сопротивления соответствует Центрально-Камчатскому прогибу, где уменьшение сопротивления связано с увеличением в разрезе низкоомных неогеновых отложений анавгайской серии: алевролитов, аргиллитов, глин, туффигов и т. д. Появление этих отложений приурочено к наиболее погруженным зонам прогибов. Также не исключается возможность возрастания электропроводности с глубиной за счет возрастания температуры и увеличения минерализации насыщающих вод. Аномалии повышенного сопротивления до первых десятков Ом на метр обусловлены увеличением в разрезе вулканогенных образований. На это указывает рост среднего продольного сопротивления кайнозойской толщи в районе выхода на поверхность вулканогенных палеогеновых пород. Одна из таких аномалий выделяется в северной части прогиба, к ней приурочен Хавывенский выступ метаморфических пород. Другая аномалия повышенного сопротивления фиксируется севернее, на побережье пролива Литке, где на поверхности широко развиты вулканогенные палеогеновые образования.



Возможно, обе аномалии представляют единую зону, насыщенную вулканогенными породами.

Следует обратить внимание, что в ряде районов четвертичных вулканических поясов кайнозойские отложения обладают невысоким средним продольным сопротивлением. Это подтверждает сделанный нами вывод, что четвертичные вулканогенные толщи имеют в основном покровный характер, а подстилающие палеоген-неогеновые отложения сложены в значительной мере терригенными породами. Повидимому, магматические каналы четвертичных вулканов, пронизывающих кайнозойскую толщу, являются локальными и в большинстве случаев не нашли отражения в электромагнитном поле в связи с редкой сетью наблюдений. Поэтому в центральной части полуострова аномалии пониженного сопротивления кайнозойского чехла Западно- и Центрально-Камчатского прогибов сливаются в единую область пониженных значений сопротивления. Здесь в районе Центрально-Камчатского вулканического пояса выделяется лишь слабовыраженная полоса повышенных значений сопротивлений, до 20 Ом · м.

В различных структурных зонах Камчатки установлена дифференциация кайнозойской толщи по электрическому сопротивлению. Следует отметить, что при относительно плавном изменении среднего продольного сопротивления кайнозойской толщи отмечается сильная изменчивость сопротивлений отдельных горизонтов, слагающих ее. Это хорошо видно на примере Ичинско-Колпаковского района Западной Камчатки, наиболее изученного глубоким бурением и детальной электроразведкой [7].

В основании кайнозойской толщи Камчатки залегают породы верхнемелового комплекса, слагающие нижний этаж осадочно-вулканогенного чехла. Они испытывают сильную фациальную изменчивость по площади. В разрезе комплекса выделяется две толщи, различные по своему составу. Нижняя — сенонман-туронская, сложенная преимущественно терригенными породами: аргиллитами, алевролитами, песчаниками, сланцами и т. д. Верхняя — сенонская, объединяющая образования ирунейской серии, представлена вулканогенно-кремнистыми породами. Верхнемеловой комплекс в значительной мере насыщен интрузиями ультраосновного, основного, среднего и кислого составов, получившими наибольшее распространение в отдельных зонах полуострова. По данным глубокого бурения и зондирований установлено, что меловая толща, сложенная преимущественно терригенными породами, обладает средним продольным сопротивлением в первые десятки Ом на метр, вулканогенно-кремнистая толща имеет среднее продольное сопротивление сотни — тысячи Ом на метр.

Следовательно, среднее продольное сопротивление отражает в первом приближении, как и для кайнозойского разреза, фациальную изменчивость меловой толщи. Во внимание не принимаются отдельные зоны, насыщенные высокоминерализованными водами, которые имеют, как правило, локальное распределение.

С целью выявления основных литолого-фациальных особенностей верхнемелового комплекса составлена схема среднего продольного сопротивления (рис. 4). В районах поднятий, характеризующихся невысокой суммарной проводимостью перекрывающего кайнозойского чехла, сопротивление верхнемеловой толщи определено с точностью 30—50 %. Здесь, на отдельных участках, удалось выделить верхний высокоомный и нижний более низкоомный горизонты. В районах с увеличенной проводимостью кайнозойского чехла о сопротивлении нижележащего верхнемелового комплекса приходится судить приближенно. Поэтому приводимая схема дает возможность оценить лишь общие региональные особенности в литолого-фациальной характеристике верхнемеловой толщи.

На территории Камчатской области выделяется две зоны с существенно различным сопротивлением верхнего мела (см. рис. 4). Одна из них отличается низким сопротивлением, составляющим первые десятки Ом на метр, охватывает западное побережье Камчатки, Корякское нагорье и, по-видимому, основное свое распространение имеет в сторону Охотского моря. Пониженные сопротивления отражают преобладание в разрезе терригенных образований. Это подтверждается выходами терригенных меловых пород в районе Корякского нагорья, Лесновского выступа, м. Омгон, а также данными глубокого бурения в Тигильском, Ичинском и Колпаковском районах Западной Камчатки. Верхнемеловой терригенный комплекс имеет хорошо выраженные коллекторские свойства и обладает высокими перспективами на нефть и газ. В восточном направлении сопротивление мелового комплекса возрастает до первых сотен Ом на метр и более, что свидетельствует о возрастающей роли вулканогенных образований. При более детальном изучении здесь выделяются зоны более высокого сопротивления, отражающие значительную насыщенность разреза магматическими образованиями.

#### СТРУКТУРА ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО ЧЕХЛА

Данные электромагнитных исследований совместно с материалами сейсморазведки, гравиразведки и аэромагниторазведки дают возможность получить более полное представление о строении верхних частей земной коры.

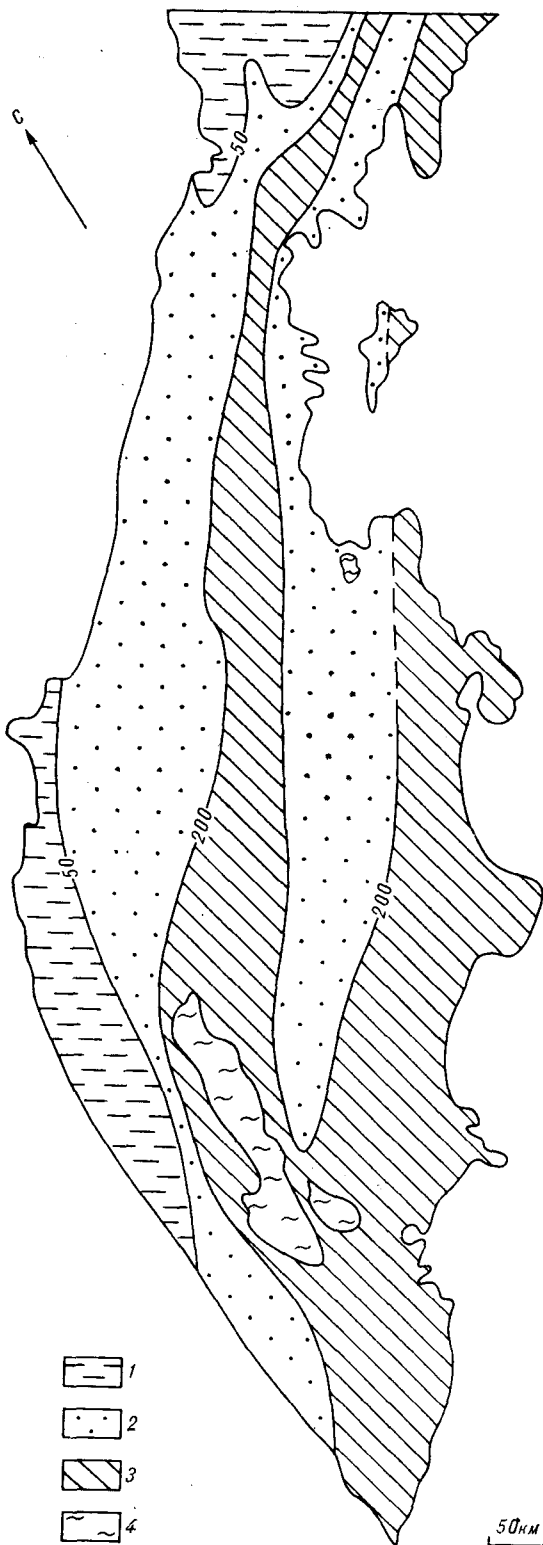


Рис. 4. Карта сопротивлений мелового комплекса пород.

1, 2 — преобладание в разрезе терригенных и вулканогенных пород, соответственно; 3 — терригенные и вулканогенные породы; 4 — выходы пород домелового комплекса.

Осадочно-вулканогенный чехол включает два крупных комплекса пород, различных по своей физической характеристике. Верхний — кайнозойский комплекс, отличается повышенной электропроводностью, пониженной плотностью и скоростью распространения упругих волн. Нижний — меловый комплекс, характеризуется повышенными электрическими сопротивлениями, плотностью и скоростью сейсмических волн. С меловым комплексом связываются электрическая, плотностная и скоростная границы, прослеживаемые во многих районах на значительной площади. Приуроченность физической границы к кровле дислоцированных верхнемеловых образований доказана на ряде площадей глубоким бурением. Подошве меловой толщи отвечает физическая граница, которая отличается более высоким электрическим сопротивлением, плотностью и скоростью. Для нее характерны скорости, свойственные кристаллическим породам. Поэтому есть основание связывать эту границу с кровлей консолидированной коры. Возможно, аналоги данной коры обнажаются в Срединном массиве и Хавывенской возвышенности. Данные электроразведки, с помощью которой изучена большая часть территории Камчатки, положены в основу структурных карт по опорным геоэлектрическим горизонтам, отождествляемым с верхнемеловым комплексом и метаморфическим фундаментом (рис. 5, 6).

В районах, слабо изученных или не изученных электроразведкой, привлекались данные гравиразведки и сейсморазведки. Основанием для этого послужили корреляционные связи, выявленные на ряде смежных площадей, между полем силы тяжести и глубиной залегания верхнемелового комплекса и домелового метаморфического фундамента. Выполненные структурные построения характеризуют тектонику региона. Сопоставление структурных карт по верхнему и нижнему опорным геоэлектрическим горизонтам с привлечением данных геологической съемки позволяет выявить основные особенности в развитии структур Камчатки, начиная от домелового периода до настоящего времени.

При комплексной интерпретации геофизических данных большое внимание уделено выделению глубинных магмоконтролирующих разломов Камчатки. Они находят достаточно четкое выражение в теллурическом и магнитном поле в виде интенсивных аномалий, значительных по своей протяженности и ширине, а также выражены в поле силы тяжести в виде вытянутых аномальных зон повышенной интенсивности или зон высоких градиентов. Следует отметить, что на ряде структурных схем Камчатки показано большое количество поперечных глубинных разломов северо-западного и субширотного простирания. Выделение подоб-

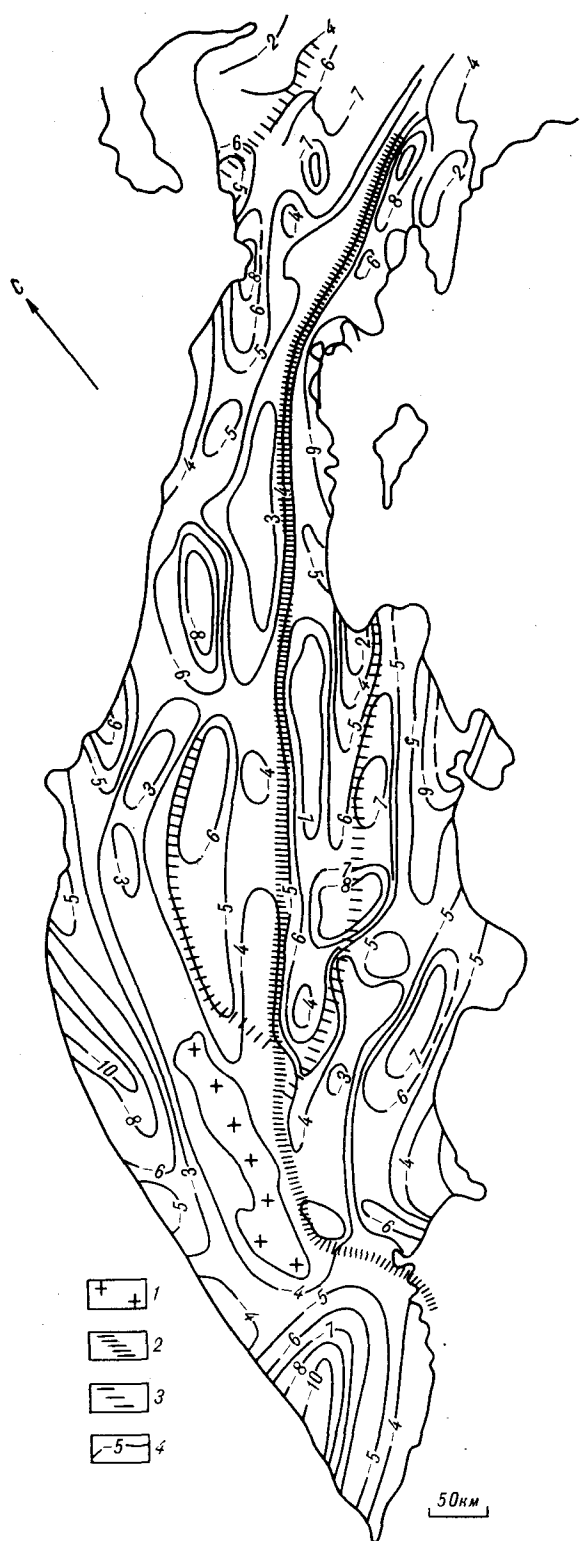
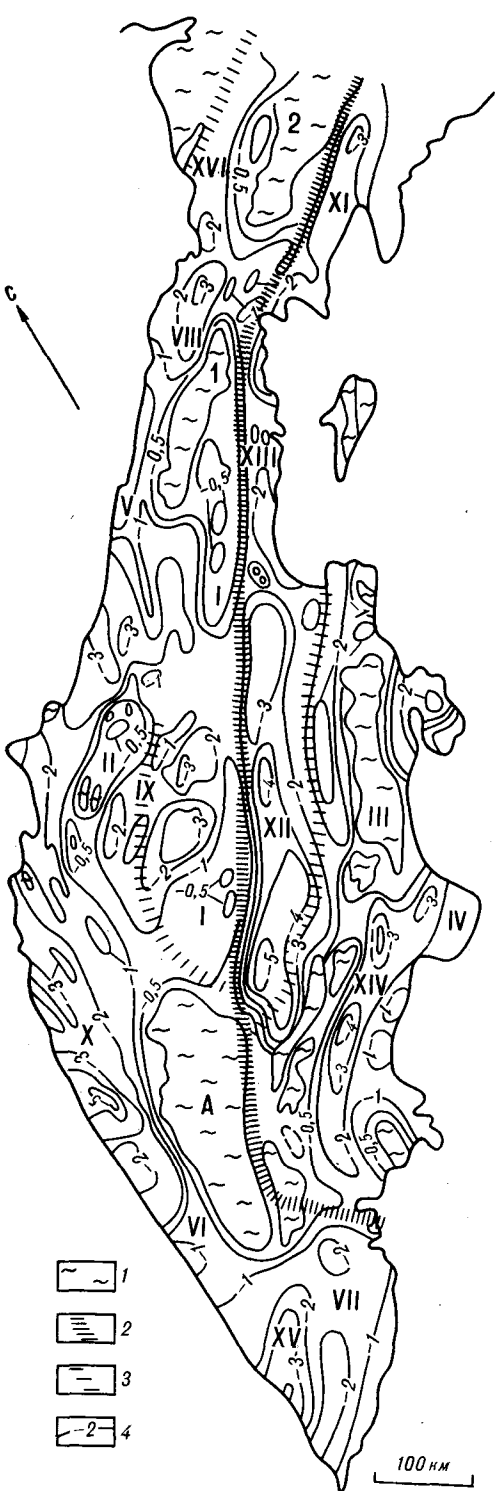


Рис. 5. Структурная схема по опорному геоэлектрическому горизонту, отождествляемому с докайнозойским комплексом.

1 — выходы пород докайнозойского комплекса; 2 — главный Камчатский глубинный разлом; 3 — разломы; 4 — изолинии глубин, км; А — Срединный массив. Структуры первого порядка. Антиклинории: I — Камчатско-Корякский, II — Тигильско-Хайрюзовский; III — Восточно-Камчатский; VII — Южно-Камчатский; IV — зона поднятия восточных полуостровов. Поднятия: V — Кинкильское; VI — Большерецкое. Прогибы: VIII — Пусторечный, IX — Паланский; X — Ичинско-Колпаковский; XI — Вывенский; XII — Центрально-Камчатский; XIII — Ильино-Литкенский; XIV — Восточно-Камчатский; XV — Гольгинский; XVI — Парапольский. Структуры второго порядка. Поднятия: 1 — Лесновское, 2 — Южно-Корякское.

Рис. 6. Структурная схема по опорному геоэлектрическому горизонту, отождествляемому с домеловым кристаллическим фундаментом.

1 — выходы пород домелового фундамента; 2 — Главный Камчатский глубинный разлом; 3 — разломы; 4 — изолинии глубин в км.

ных разломов является дискуссионным. В магнитном поле подобные разломы практически не выражены. В гравитационном поле, как в наблюдаемом, так и трансформированном, отмечается большое число гравитационных ступеней различной ориентировки и протяженности. Как показывают результаты изучения плотностных свойств осадочно-вулканогенного чехла по материалам глубокого бурения [8], значительную роль в образовании аномалий гравитационного поля играют латеральные изменения плотности пород за счет литолого-фациальных изменений. Следовательно, выделение подобных разломов только по данным поля силы тяжести без подтверждения другими геофизическими материалами вряд ли целесообразно.

На структурных схемах нами изображены наиболее крупные глубинные разломы, которые подтверждаются комплексом геофизических данных. Большинство из них находят отражение на поверхности широким проявлением магматизма и гидротермальной активности. На рисунках не показаны тектонические осложнения более высокого порядка. Они, как правило, распространены в пределах осадочно-вулканогенного чехла и отражают блоковую тектонику региона. Данные осложнения развиты по сравнительно густой сети и изобразить их, в связи с мелкомасштабностью карт, не представляется возможным. Они вызывают значительный интерес при более детальном изучении районов, перспективных на рудные полезные ископаемые.

Глубинные разломы, приводимые на структурных схемах, имеют значительную протяженность (сотни километров). Ширина зон разломов достигает первых десятков километров. Глубина их проникновения составляет, по-видимому, первые десятки километров и более. Наиболее крупный из них Главный Камчатский глубинный разлом, протягивающийся вдоль полуострова на расстояние свыше 1000 км. К нему приурочен Центрально-Камчатский вулканический пояс. На существование разлома впервые указал Г. М. Власов [4]. Разлом представляет собой зону повышенной проницаемости, по которой магматические расплавы проникали в приповерхностные части разреза, что привело к формированию наложенного вулканического пояса.

Карты электропроводности показывают, что образования вулканического пояса в своих краевых частях имеют покровный характер. С глубиной ширина зоны, в пределах осадочно-вулканогенного чехла, существенно сужается. С Главным Камчатским глубинным разломом сопряжены Западно-Камчатский и Центрально-Камчатский, имеющие меньшую протяженность и, возможно, меньшую глубинность. С Центрально-Камчатским глубинным разломом связана Ключевская группа современ-

ных вулканов. На его продолжении отмечается Хавывенский выступ метаморфических пород. Выявленные разломы имеют широкую оперяющую сеть тектонических нарушений в приповерхностных частях разреза, с которой связано большое число магматических проявлений на поверхности.

Важно отметить, что по геофизическим полям Восточно-Камчатский вулканический пояс принципиально отличается от Центрально-Камчатского. В районе Восточно-Камчатского вулканического пояса отмечаются преимущественно локальные изометричные аномалии, приуроченные к современным действующим вулканам. Здесь не выделяется крупных аномальных зон в геофизических полях, что указывает на возможное отсутствие единой крупной зоны в верхних частях земной коры, насыщенной в значительной мере магматическим материалом. Действительно, при более детальном изучении современных вулканов установлено, что магматические каналы, пронизывающие осадочно-вулканогенный чехол, локальны. По-видимому, только при более длительном проявлении магматизма, как это имеет место в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, возможно образование в верхних частях земной коры крупных зон, сильно насыщенных магматическими породами.

На основе полученных карт выполнено тектоническое районирование Камчатки. В строении верхних частей земной коры Камчатки большая роль отводится Срединному массиву, представляющему по своей геофизической характеристике наиболее жесткий и устойчивый к тектонической переработке блок земной коры. От него ответвляются наиболее крупные положительные структуры: Камчатско-Корякский, Восточно-Камчатский и Тигильский антиклинории. Между ними располагаются прогибы полуострова. Антиклинории и прогибы осложнены структурами более высокого порядка. Характеристика тектонических элементов, выявленных по верхнемеловому комплексу и кристаллическому фундаменту, достаточно подробно рассмотрена нами ранее [4—6, 8]. Из приводимых карт (см. рис. 5, 6) видно, что большинство структур имеет унаследованный характер развития с домелового периода. Однако в районе Лесновского и Южно-Корякского поднятий отмечается несоответствие верхнего и нижнего структурных планов. По-видимому, существующие здесь в меловое время прогибы испытали в кайнозойскую инверсию, в результате чего отдельные блоки были приподняты, что привело к образованию поднятий. Поэтому последние в разрезе имеют двояко-выпуклую форму.

Следует отметить, что на поверхности верхнемелового комплекса и домелового фундамен-

та не нашли отражения кольцевые вулканотектонические структуры, выделяемые в очень большом количестве на ряде структурных схем и карт по данным аэрометодов и морфоструктурных построений. Не останавливаясь на достоверности их выделения, можно полагать, исходя из результатов глубинных зондирований

районов вулканизма, что если эти структуры и существуют, то они являются приповерхностными образованиями. В частности, не исключено, что кольцевые вулканотектонические депрессии являются близповерхностными зонами прогибания, связанными с давлением огромной массы бывших и настоящих вулканических построек.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Власов Г. М., Кленов Е. В., Мороз И. П. Тектоника Камчатки // Геология СССР. Т. 31.— М.: Недра, 1964.— С. 396—466.
2. Мороз Ю. Ф. Вопросы интерпретации данных съемки ТТ в горизонтально-неоднородных средах Западной Камчатки // Геология и геофизика.— 1975.— № 4.— С. 122—125.
3. Мороз Ю. Ф. Метод электроразведки в региональных исследованиях Западной Камчатки // Там же.— 1976.— № 7.— С. 63—70.
4. Мороз Ю. Ф. Методика и результаты изучения электроразведкой тектоники Северной Камчатки // Там же.— 1981.— № 1.— С. 118—126.
5. Мороз Ю. Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Южной Камчатки по геофизическим данным // Сов. геология.— 1985.— № 10.— С. 19—25.
6. Мороз Ю. Ф., Поспеев В. И. Особенности интерпретации магнитотеллурических зондирований на Западной Камчатке // Геология и геофизика.— 1975.— № 3.— С. 110—113.
7. Мороз Ю. Ф., Шиленко Р. И. Геологическое строение юго-западной Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 3.— С. 17—22.
8. Мороз Ю. Ф., Шиленко Р. И. Физические свойства горных пород кайнозойского осадочного чехла юго-западной Камчатки // Там же.— 1987.— № 1.— С. 77—82.

Институт вулканологии ДВО АН СССР  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
16 октября 1989 г.

УДК 551.243.18(571.651)

В. А. Игнатьев

**ТЕКТОНИКА КИТЕПВЕЕМСКОГО КАНЬОНА**

(Западная Чукотка)

Триасовые отложения, слагающие борта Китепвеемского каньона, входят в состав осадочного меланжа, подразделяемого на два типа, являющегося автохтонном раннемелового Китеп-Гуйтеньрывеемского надвига. Тектонический покров сложен контактово-метаморфизованными породами палеозоя. Корни покрова располагались в северо-восточной части Алярмаутского поднятия. Формирование надвига связано с посту-

пательно-вращательным движением по часовой стрелке Алярмаутской мантийной неоднородности, что привело к возникновению зон сжатия и растяжения в осадочном чехле. Впервые установлено присутствие пепловых туфов кислого состава в верхнетриасовых отложениях Анюйской складчатой зоны. Предполагается, что пепловый материал перенесен ветрами с юга со стороны Олойской эвгеосинклинали.

Исследование проводилось в центральной части Северо-Аньюйского хребта в пределах северо-западного фланга Алярмаутского поднятия. После геологической съемки А. И. Садовского и В. И. Теплыха (1961, 1962 гг.) на широтном отрезке долины р. Китеп-Гуйтеньрывеем (известном как Китепвеемский каньон) выделялась моноклираль с падением пластов на запад под углом 40—60°. С востока на запад были описаны кристаллические сланцы, blastopесчаники, слюдястые кварциты и мраморизованные известняки верхнего девона (?) и нижнего карбона (?) и слабо измененные глинистые, углисто-глинистые, филлитовые сланцы, алевролиты и песчаники нижнего — среднего триаса, карния и нория.

Проведенные автором в 1984, 1985 и 1988 гг. работы\* на западном шестикилометровом участке каньона (рис. 1) свидетельствуют о том, что породы триасового возраста здесь входят в состав осадочного меланжа, являющегося автохтонном ныне размытого на участке тектонического покрова (рис. 2). И меланж, и покров представляют элементы выделенного нами в 1984 г. Китеп-Гуйтеньрывеемского надвига.

По соотношению матрикса и включений различаются два типа меланжа. Первый тип характеризуется преобладанием матрикса (смеси глины, песка, дресвы и щебня), в который заключены оторванные от корней, разобщенные между собой глыбы, блоки и пластины пород (шудинговый меланж). В сечении, близком

к вертикальному (на крутых склонах), включения имеют эллипсовидную, пластинчатую и неправильную форму, с вытянутыми в направлении падения кливажа длинными осями (от первых метров до 20—30 м). Данный меланж представляет собой продукт разрушения толщи существенно глинистых пород с пластами песчаников и алевролитов, встречаются буди-

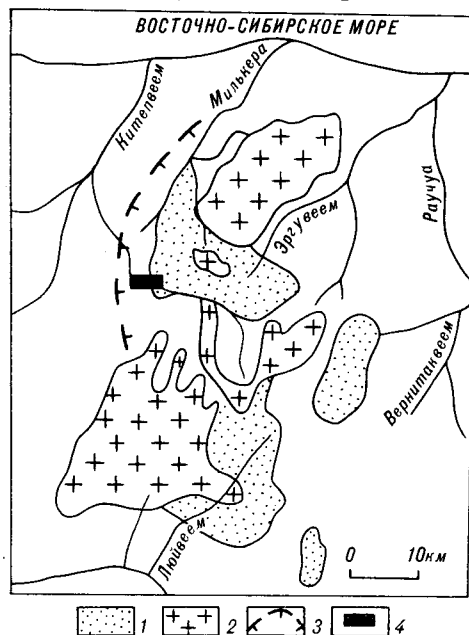


Рис. 1. Обзорная геологическая карта района работ. 1 — палеозойские отложения; 2 — интрузии гранитоидов; 3 — предполагаемая граница продвижения тектонического покрова Китеп-Гуйтеньрывеемского надвига; 4 — участок работ.

\* В этих работах принимал участие Е. В. Игнатьев.

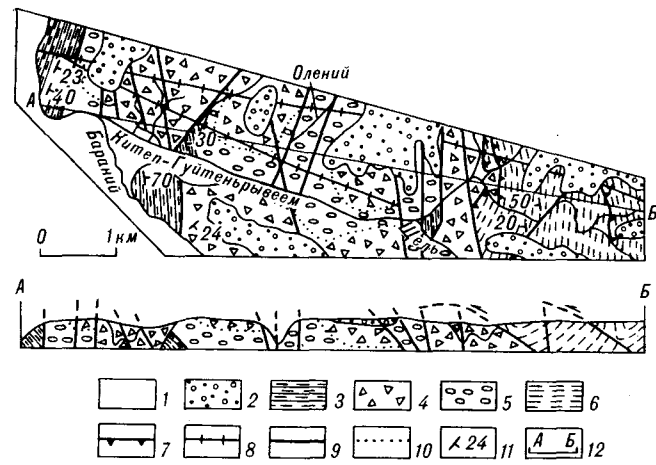


Рис. 2. Схема геологического строения и разрез Китепвеемского каньона.

1 — верхнечетвертичные — современные отложения; 2 — среднечетвертичные отложения; 3—5 — триасовые отложения (3 — отложения карнийского яруса, 4 — меланж первого типа, 5 — меланж второго типа); 6 — палеозойские метаморфические породы; 7 — надвиги; 8 — сдвиги; 9 — прочие разрывы; 10 — границы типов меланжа; 11 — залегание пластов; 12 — линия разреза.

ны и обломки кварца, разорванные дайки позднеюрских лампрофиров и неправильной формы глыбы (до 2—2,5 м в поперечнике) рассланцованных субщелочных гранит-порфиров и вторичных кварцитов. Глыбы и блоки осадочных пород обнаруживают зональность. Их внутренние части сложены породой со сланцеватой, плитчатой и плойчатой текстурой, нередко образования типа кинк-бэнд. Порода периферических зон блоков и глыб имеет карандашную отдельность, которая к краям включений становится все более тонкой и мелкой. Жилы и прожилки кварца смяты в мелкие складки, разорваны и будинированы. Сланцы на контакте с будинами кварца обогащены тонкочешуйчатым серицитом и содержат зеркала скольжения. Выше руч. Бараний данный тип меланжа в сухую погоду выделяется своей светло-серой окраской, обусловленной налетами галотрихита в ассоциации с сидеронатритом. Эти постоянно возобновляемые налеты свидетельствуют о наличии больших масс дробленых глинистых пиритсодержащих (купоросных) сланцев. В слабо разрушенных сланцах в низах пудингового меланжа содержание пирита достигает 1—5 %. Выше устья руч. Щель меланж окрашен в бурый и желтый цвет, что связано с колчеданной минерализацией пестрого состава (пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, антимонит).

Меланж второго типа сформировался за счет толщи алевролитов и песчаников и подчиненных им глинистых пород, содержащей также слойки пепловых туфов кислого состава, многочисленные жилы кварца и прорванной дайками позднеюрских диоритовых порфиров, лампрофиров и гранит-порфиров. Включения в составе

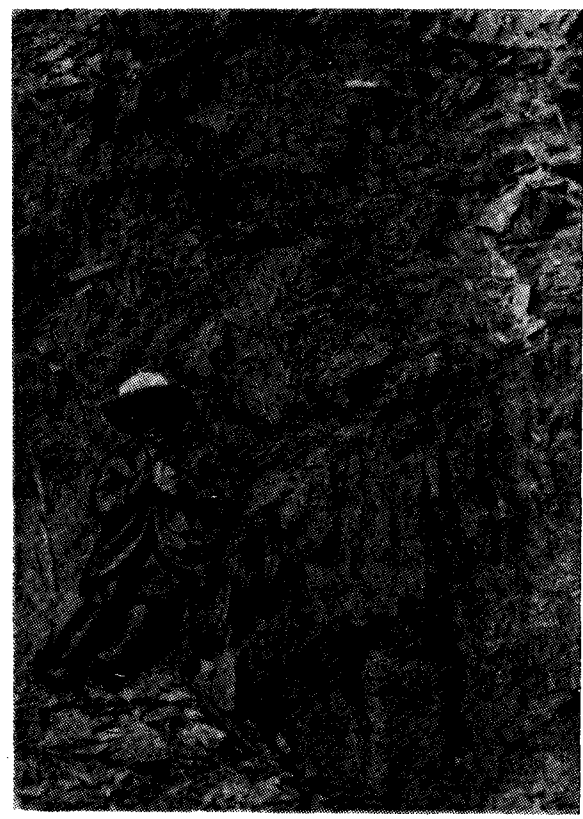


Рис. 3. Деталь включения в меланже второго типа. Видны трещины концентрические и кливажа.

меланжа расположены иногда компактно, порою на расстояниях в десятки метров друг от друга. Промежутки между включениями заполнены давленной, реже дробленой породой. Включения осадочных пород часто выделяются на склонах каньона своими эллипсоидными, реже округлыми сечениями диаметром от десятков сантиметров до 15—20 м и более. Форма таких включений шарообразная, эллипсоидальная и цилиндрическая. Их длинные оси вытянуты на СЗ 280—290°, в устье руч. Олений — СЗ 320°. Для них характерна сильная трещиноватость и особенно показательны трещины концентрические с шагом от первых сантиметров до 30 см. Количество таких трещин в крупных включениях исчисляется десятками (рис. 3). Присутствуют включения и пластинчатой формы. В основании крупных пластин (длиной до 250 м) развиты складки волочения, оси которых ориентированы по азимуту СЗ 260° — СВ 60°. В породах, слагающих включения и выполняющих промежутки между ними, развиты плойчатость, полосы излома. Жилы и прожилки кварца, дайки диоритовых порфиров и гранит-порфиров будинированы, смяты и разорваны.

Вулканыты в составе триасовых отложений Китепвеемского каньона и Анойской складчатой зоны в целом ранее не выделялись, поэтому

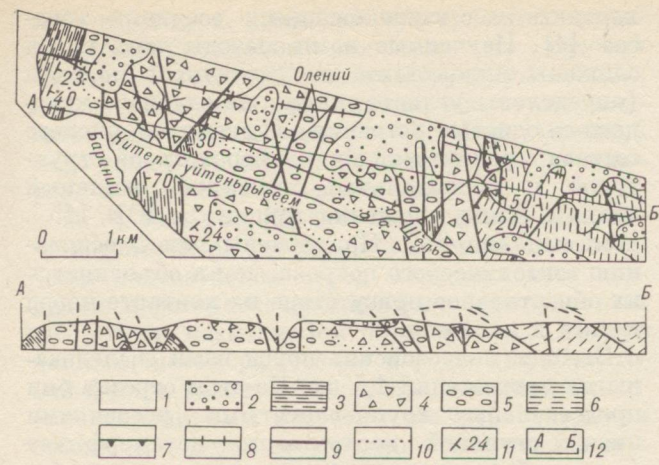


Рис. 2. Схема геологического строения и разрез Китепвеемского каньона.

1 — верхнечетвертичные — современные отложения; 2 — среднечетвертичные отложения; 3—5 — триасовые отложения (3 — отложения карнийского яруса, 4 — меланж первого типа, 5 — меланж второго типа); 6 — палеозойские метаморфические породы; 7 — надвиги; 8 — сдвиги; 9 — прочие разрывы; 10 — границы типов меланжа; 11 — залегание пластов; 12 — линия разреза.

ны и обломки кварца, разорванные дайки позднеюрских лампрофиров и неправильной формы глыбы (до 2—2,5 м в поперечнике) рассланцованных субщелочных гранит-порфиров и вторичных кварцитов. Глыбы и блоки осадочных пород обнаруживают зональность. Их внутренние части сложены породой со сланцеватой, плитчатой и плейчатой текстурой, нередко образования типа кинк-бэнд. Порода периферических зон блоков и глыб имеет карандашную отдельность, которая к краям включений становится все более тонкой и мелкой. Жилы и прожилки кварца смяты в мелкие складки, разорваны и будинированы. Сланцы на контакте с будинами кварца обогащены тонкочешуйчатым серицитом и содержат зеркала скольжения. Выше руч. Бараний данный тип меланжа в сухую погоду выделяется своей светло-серой окраской, обусловленной налетами галотрихита в ассоциации с сидеронатритом. Эти постоянно возобновляемые налеты свидетельствуют о наличии больших масс дробленных глинистых пиритсодержащих (купоросных) сланцев. В слабо разрушенных сланцах в низах пудингового меланжа содержание пирита достигает 1—5%. Выше устья руч. Щель меланж окрашен в бурый и желтый цвет, что связано с колчеданной минерализацией пестрого состава (пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, антимонит).

Меланж второго типа сформировался за счет толщи алевролитов и песчаников и подчиненных им глинистых пород, содержащей также слойки пепловых туфов кислого состава, многочисленные жилы кварца и прорванной дайками позднеюрских диоритовых порфиров, лампрофиров и гранит-порфиров. Включения в составе



Рис. 3. Деталь включения в меланже второго типа. Видны трещины концентрические и кливажа.

меланжа расположены иногда компактно, порою на расстояниях в десятки метров друг от друга. Промежутки между включениями заполнены давленной, реже дробленной породой. Включения осадочных пород часто выделяются на склонах каньона своими эллипсоидными, реже округлыми сечениями диаметром от десятков сантиметров до 15—20 м и более. Форма таких включений шарообразная, эллипсоидальная и цилиндрическая. Их длинные оси вытянуты на СЗ 280—290°, в устье руч. Олений — СЗ 320°. Для них характерна сильная трещиноватость и особенно показательны трещины концентрические с шагом от первых сантиметров до 30 см. Количество таких трещин в крупных включениях исчисляется десятками (рис. 3). Присутствуют включения и пластинчатой формы. В основании крупных пластин (длиной до 250 м) развиты складки волочения, оси которых ориентированы по азимуту СЗ 260° — СВ 60°. В породах, слагающих включения и выполняющих промежутки между ними, развиты плейчатость, полосы излома. Жилы и прожилки кварца, дайки диоритовых порфиров и гранит-порфиров будинированы, смяты и разорваны.

Вулканиды в составе триасовых отложений Китепвеемского каньона и Алюйской складчатой зоны в целом ранее не выделялись, поэтому



приводим их краткое описание. Мощность слоев туфов кератофиров 2—8 см, слои либо будинированы (длина будин до 20 см, мощность до 8—10 см), либо смяты в мелкие складки. Цвет туфов серый и зеленовато-серый. Структура витрокластическая и черепковая. Иногда в них присутствуют мелкие (не более 1 см) обломки известняков и частички кислой лавы.

Меланж второго типа подстилается толщей кровельных глинистых сланцев с прослоями рассланцованных песчаников и алевролитов, в которой В. И. Теплых в 1962 г. собрал фауну галобий карнийского возраста. Ниже устья руч. Бараний их пласты имеют азимут падения 120 и 125°, углы падения соответственно 40 и 23°. Выше этого ручья слои наклонены на восток под углом 30° на правом склоне долины и на ЮВ 147°, угол 24° на левом склоне. Порода этой же толщи слагает западную оконечность междуречья Щель — Китеп-Гуйтеньрывеем.

Компоненты меланжа обоих типов и породы карния кливажированы. Независимо от первичного залегания пластов, включений и матрикса кливаж сохраняет погружение в западном направлении обычно под углом 40—60°, иногда до вертикального. Возникшая после кливажирования псевдостратификация явилась причиной выделения псевдомоноклинали.

С запада наши наблюдения ограничены субмеридиональной долиной р. Китеп-Гуйтеньрывеем, и как далеко на запад распространяется меланж — неизвестно. В этой связи представляют интерес данные В. С. Шабалина (1970 г.) о присутствии большого количества галькоподобных обломков аркозовых песчаников на левом склоне долины реки, сложенном теми же песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. А. И. Садовский (1961 г.) на этом же склоне описал опрокинутое залегание контакта этих пород с осадками триаса. Наиболее вероятно, что и здесь имеют место меланжированные образования. А. И. Садовский датировал толщу аркозовых песчаников нижним мелом, но на смежных территориях в аналогичных отложениях собрана верхнеюрская фауна.

Выше устья руч. Щель поверхность пудингового меланжа под углом 10—15° погружается под нависающий блок пород палеозоя. Собственно контакт перекрыт делювием, но вследствие резкого различия в окраске меланжа и древних пород контактовая зона прослеживается четко. В этой части каньона нами выделены милониты, которые ранее [4] рассматривались как окремненная брекчия известняков мощностью 15—18 м, венчающая разрез нижнего карбона. По А. И. Садовскому, брекчия «закономерно прослеживается в пределах всех (! — В. И.) выходов палеозойских пород на

контакте их с вышележащими осадками триаса» [4]. Изученные нами выходы этих пород сложены милонитами по различным породам (определены углисто-глинистые сланцы, кварцево-сланцевые роговики, вулканиты кислого состава с реликтовой микросферолитовой структурой и флюидальной текстурой, жильный кварц). Азимут падения милонитов ЮВ 115°, угол падения 38°. Приурочены они к основанию тектонического покрова, чем и объясняется их обязательное присутствие на контакте пород триаса и палеозоя.

Выходы палеозойских пород нами обследованы на протяжении 1,5 км. На этом отрезке они представлены крупнослоистыми роговиками низких ступеней контактового метаморфизма (с новообразованиями хлорита, кварца, карбоната, биотита, полевого шпата, редко кордиерита). Лишь в основании надвинутого блока встречены рассланцованные роговики эпидот-амфиболитовой фации. Материнские породы роговиков — это осадочные породы, субщелочные лейкократовые и нормальные гранит-порфиры, сходные с отмеченными в составе включений пудингового меланжа. На крайнем восточном участке древние породы слагают опрокинутую синклинали, замок которой срезан плоскостью надвига с наклоном сместителя на СВ 70° под углом 20—30°. Осевая плоскость складки наклонена на запад, угол 35°. К западу от надвига пласты роговиков погружаются на ЮЗ 255—265°, угол 20—50°, образуя восточное крыло другой опрокинутой синклинали, также нарушенной надвигом и в значительной степени эродированной.

Происхождение осадочного меланжа значительной мощности (более 100 м, исходя из глубины каньона) связано с шарьированием крупной пластины палеозойских пород на отложения триаса и верхней юры. Вблизи каньона тектонический покров эродирован (остались лишь включения древних пород в меланже), чему способствовало то, что в среднем плейстоцене здесь проходила крупная речная долина и каньон врезан в ее днище. От той эпохи на обоих междуречьях сохранился аллювий, который перекрыл и остатки покрова. Обширное поле аллохтона (в составе которого закартированы и мраморизованные известняки) представлено в верхнем течении р. Милькера, севернее каньона (см. рис. 1). В «окнах» здесь выходят породы триаса, а вдоль контактов их с палеозоем всегда развиты милониты.

С. А. Артемьевым [1] для центральной части Аюйской складчатой зоны предложена модель ее тектонического развития в мезозое, в основу которой положена концепция о мантийных неоднородностях (структурах, по С. А. Артемьеву). Одна из таких неоднородностей, выделенная по геофизическим данным, Алярмаут-

ская структура, в мезозое претерпела поступательно-вращательное движение по часовой стрелке. В осадочном чехле структуры возникли зоны сжатия (зоны смятия, волочения, надвига, кливажа) и зоны растяжения. В полной мере типичные для зон сжатия формы реализовались на рассматриваемом участке.

М. Л. Гельман [2] установил, что регионально-контактовый (по его определению) метаморфизм палеозойских пород Алярмаутского поднятия парагенетически связан с интрузивным гранитным магматизмом нижнего мела. По его данным, метаморфические породы амфиболитовой фации, развитые в непосредственной близости к гранитным массивам, по мере удаления от них сменяются продуктами более низких ступеней метаморфизма. Поэтому начало шарьирования следует датировать, по крайней мере, концом нижнего мела, когда в регионе активизировалась тектономагматическая деятельность. Корни тектонического покрова следует искать в северо-восточной части Алярмаутского поднятия: здесь расположен крупный Эргувеевский массив, имеющий по геофизическим данным залегающее на глубине южное продолжение, связывающее массив с Люпвеевской интрузией. Это протяженное магматическое образование значительной вертикальной мощности стало жестким упором для горных масс, сжатых действовавшими с запада и юго-запада силами. Вблизи упора эти горные массы были выжаты вверх, нависли над полями триаса и в виде серни чешуи заскользили по глинистой постели частью навстречу давлению (на расстояние до 25 км), частью были отжаты к востоку от упора. Продолжение напора привело к кливажированию компонентов меланжа и к неравномерным сдвиговым подвижкам вдоль широтных расколов. В современном рельефе сдвиги достаточно четко устанавливаются по смещению устьевых частей долин правых притоков реки к западу.

В конце среднего плейстоцена начался новый цикл тектонических подвижек, продолжающийся и в настоящее время. С этим циклом связана перестройка гидросети, появление всячих долин и водопадов в реке и ее притоках, на высоту до 25 м от современного дна поднят верхнечетвертичный конус выноса. В скальных выходах кровельных сланцев выше руч. Щель

из трещин происходит непрерывное истечение увлажненной тектонической глины.

**Выводы.** 1. Результаты исследования свидетельствуют о значительных тангенциальных движениях, проявившихся в мезозое и действующих в современную эпоху.

2. Важное значение для корреляции разрезов, для решения вопросов палеогеографии могут иметь пепловые туфы, выявленные среди отложений триаса на большом удалении от ранне-мезозойских центров вулканизма. По мнению автора, пепловый материал в пределы Анюйской миогеосинклинальной зоны занесен ветрами с юга, со стороны Олойской эвгеосинклинали. Здесь, на Олойско-Анюйском междуречье, лавы и туфы кислого состава закартированы среди отложений с фауной норийского века по рекам Яровая, Извилистая и в других районах. В пользу эолового переноса свидетельствует состав туфов в каньоне. В них преобладает алевропелитовый витрокластический материал, лишь от 3—4 до 10—12 % составляют осколки (размером в сотые доли миллиметра) кристаллов кварца и полевого шпата. Тяжелая фракция отсутствует. Такой однородный по составу и размерам вулканический пепел мог выпасть только после воздушной сепарации в процессе дальнего переноса, в нашем случае не менее чем на 250 км. В этой связи уместно сослаться на четвертичные вулканические пеплы мощностью до 0,3 м, установленные на юге Украины, в Крыму и в Воронежской области, куда они перенесены ветрами с Кавказа за 1200 км [3]. Исходя из изложенного, возраст отложений, включающих слои туфов в каньоне, мы датировем норийским веком (подстилаются они, как отмечалось выше, толщей карния).

3. Результаты исследования позволяют поставить вопрос о покровном характере залегания палеозойских пород на отложениях триаса в бассейнах рек Люпвеем и Вернитаквеем в южной половине Алярмаутского поднятия. Геологическая обстановка здесь сходна с обстановкой на севере поднятия. Отличие заключается лишь в том, что поле палеозоя прорывает к массиву гранитов не с запада, а с востока, и движение покрова в пределах предполагаемого Люпвеевского надвига осуществлялось преимущественно в восточном направлении.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев С. А. Модель мезозойской тектонической перестройки центральной части Анюйской складчатой зоны // Колыма.— 1990.— № 1.— С. 13—16.
2. Гельман М. Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15.— Магадан: Кн. изд-во, 1961.— С. 105—129.

3. Лебединский В. И., Ходюш Л. Я. Вулканический пепел в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1959.— Т. XXXIV(3).— С. 45—60.
4. Садовский А. И. Палеозойские отложения Анюйского мегаантиклинория // Геология и геофизика.— 1964.— № 10.— С. 171—175.

УДК 552.321; 553, 45(571, 62)

Г. А. Гоневчук, В. Г. Гоневчук

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД  
МОПАУСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)  
КАК КРИТЕРИЙ ЕГО ОЛОВОНОСНОСТИ**

В результате изучения петрохимии и геохимии интрузивных пород одного из рудных узлов Северного Сихотэ-Алиня подтверждена их принадлежность трем интрузивным комплексам: сандинскому, бапшинскому и иолийскому. По комплексу петро- и геохимических признаков, составу некоторых породообразующих минералов, а также акцессорного граната проведено сравнение с близкими по составу интрузивными породами

Мопauseкий рудный узел — один из объектов в составе Северо-Сихотэ-Алинской оловоносной области [10], вызывающих повышенный интерес в связи с проявленной разноформационной минерализацией олова. Решение вопросов генезиса многочисленных здесь месторождений и рудопроявлений ставит задачу углубленного исследования интрузивного магматизма, данных о котором к настоящему времени недостаточно.

Характер интрузивного магматизма рудного узла определяется, в основном, наличием сложного по составу Судулюнэ-Мопauseкого (Мопauseкого) массива, представляющего трещинный интрузив длиной около 40 км и шириной 2—3 км. Его положение в пространстве контролируется северо-восточными разломами Каргань-Хутинской системы. Более мелкие штокообразные тела, закартированные на участках Руднинское и Золотой Ключик, вероятно, представляют собой спутники указанного интрузива. В юго-восточной части рудного узла обособлен достаточно крупный гранитный массив — Таусинский, на незначительном удалении от которого сконцентрированы месторождения Таусинское, Надежда и ряд рудопроявлений (рис. 1).

Все интрузивные образования рассматриваемой площади, согласно предложенной А. В. Палагиным и М. В. Мартынюком в 1967 г. схеме, принадлежат бута-копшинской серии. Эти же исследователи обосновали выделение высокоглиноземистых гранитов Судулюнэ-Мопauseкого и Сандинского массивов из состава хунгарий-

оловоносного силиканского комплекса Комсомольского района, рассмотрены особенности их генезиса. На основании анализа полученных результатов с применением критериев оценки рудоносности магматических образований показана относительно высокая перспективность изученных комплексов в отношении оловоносной минерализации.

ской интрузивной серии [4] в самостоятельный сандинский комплекс.

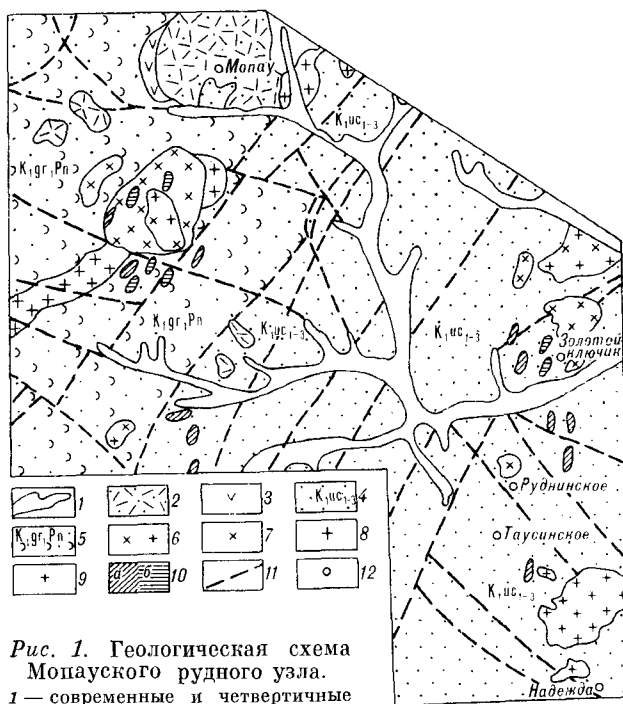


Рис. 1. Геологическая схема Мопauseкого рудного узла.

1 — современные и четвертичные отложения речных долин; 2 — толща риолитовых игнимбритов (K<sub>2</sub>); 3 — толща андезитов и их туфы (K<sub>2</sub>); 4 — толща алевропесчаников, алевролитов, уктурская свита; 5 — толща песчаников и алевролитов с прослоями песчаников горюнской и пионерской свит; 6 — гранодиориты; 7 — диориты бапшинского комплекса; 8 — граниты и лейкограниты (аплиты) сандинские; 9 — граниты иолийские; 10 — дайки (а — диоритов, диоритовых порфиритов, б — гранит-порфиритов); 11 — зоны разломов; 12 — месторождения (рудопроявления).

Мопауский интрузив гранитоидов сандинского комплекса прорывается монцонитоидами (от габбро до гранодиоритов) предположительно баппинского комплекса. Непосредственный контакт разностей не обнаружен, но результаты геологических наблюдений исключают фациальные переходы. Интрузии Рудненская и Золотой Ключик, по данным указанных выше исследователей, также являются аналогами баппинского комплекса, а нерасчлененные граниты и гранодиориты Таусинского массива — ранней фазой иолийского.

Временная последовательность выделенных интрузивных образований всеми исследователями района признавалась такой: сандинский — баппинский — иолийский. Данные же по их геологическому и абсолютному возрасту не совпадают. Э. П. Изох [4] убедительно обосновал раннемеловой (готерив) возраст хунгарийской серии (сандинский комплекс) и позднемеловой (сенон — дат) — бачелазской (баппинский комплекс). Эти данные подтверждались определениями изотопного (калий — аргон) возраста — 155—110 млн лет, которые для гранитоидов описываемой площади у разных исследователей сильно различались. Наиболее достоверные, на наш взгляд, результаты, полученные А. В. Палагиным и М. В. Мартынюком (по сандинским гранитоидам — 82, 88, 94 млн лет, по баппинскому комплексу — 92—72 млн лет), показывают сближенное во времени образование пород выделенных комплексов. Возможно, именно этим объясняется слабый метаморфизм гранитоидов сандинского комплекса в пределах Мопауского массива. Хотя, по нашим наблюдениям, часть биотита в них, по-видимому, метаморфогенная.

Сандинские гранитоиды в Судулюнэ-Мопауском массиве представлены преимущественно среднезернистыми порфировидными биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами, фациально сменяющимися в юго-восточной части (кл. Сохатиный) порфировидными гранодиоритами. Мелкозернистые граниты и аплиты слагают дайки и штоки небольшой мощности. Присутствие более основных пород в массиве предполагается по обломкам из брекчии (жерловая фация) месторождения Мопау. Можно предположить зональное строение массива с раскислением пород от краевых частей к центру.

В ассоциации биотита с мусковитом часто отмечаются реакционные взаимоотношения. Вероятно, кристаллизация мусковита началась на магматической стадии и завершалась на постмагматической. Отсутствие в этой ассоциации (в том числе и в гранодиоритах) роговой обманки может указывать на достижение в расплаве (породе) химического равновесия [12].

Плагиоклаз представляет наиболее раннюю

кристаллическую фазу. Чаще это незональные кристаллы андезина (An 35—38 %), реже — зональные, с содержанием анортита 38—40 % в центре и 33—35 % в краевых частях. В лейкократовых (пегматоидных) гранитах присутствует олигоклаз (An 23—30 %). Содержание плагиоклаза даже в наиболее основных разностях пород не превышает 40 %, а в наиболее кислых составляет 10—15 %. В гранодиоритах иногда отмечаются элементы монцонитоидной структуры: плагиоклаз образует включения в позднем калиевом полевом шпате.

Калиевый полевой шпат (ортоклаз, реже — микроклин) занимает от 20 % объема породы в гранодиоритах до 60 % — в поздних пегматоидных гранитах. Среди акцессорных минералов преобладает гранат. В меньшем количестве встречаются кордиерит, апатит, циркон, ортит, магнетит, монацит. Присутствующий среди акцессориев турмалин, по-видимому, является постмагматическим.

По петрохимическим признакам исследованные гранитоиды принадлежат к группе кислых, весьма и крайне высокоглиноземистых пород нормального ряда калиево-натриевой и калиевой серий [5] (табл. 1, рис. 2). Глиноземистость пород и, в меньшей мере, железистость возрастают от гранодиоритов к лейкогранитам заключительной фазы, а соотношение  $Na_2O/K_2O$  — уменьшается. На диаграмме Ca — Na — K (рис. 3) фигуративные точки пород сандинского комплекса располагаются между линиями габбро-гранодиорит-гранитной и габбро-монцонит-гранитной ассоциаций, на диаграмме зависимости содержания глинозема от кремнекислотности (рис. 4) — в поле высокоглиноземистых ассоциаций, а на диаграмме соотно-

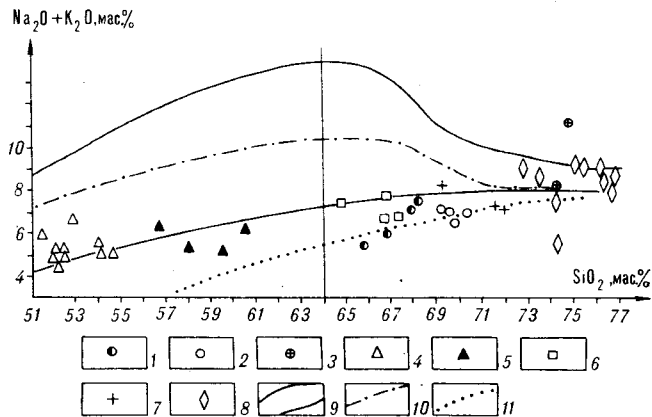


Рис. 2. Классификационная диаграмма магматических пород.

Здесь и далее: 1—3 — сандинский комплекс (1 — гранодиориты, 2 — граниты среднезернистые биотитовые и биотит-мусковитовые, 3 — мелкозернистые граниты); 4—7 — баппинский комплекс (4 — монцодориты, 5 — кварцевые монцодориты, 6 — гранодиориты, 7 — граниты); 8 — иолийский комплекс, биотитовые граниты; 9 — область распространения субщелочных пород; 10 — нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 11 — тренд сиэинского магматического комплекса (Комсомольский район).

Средний химический состав интрузивных пород Монауского рудного узла, мас. %

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	67,13	69,79	74,45	52,78	58,73	66,41	70,93	75,12	74,30
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,58	0,10	1,31	0,96	0,59	0,37	0,12	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,94	15,10	13,43	18,09	16,76	15,50	14,75	12,63	14,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	1,03	0,42	3,22	2,18	0,80	0,95	0,65	0,56
FeO	2,96	3,27	1,14	6,05	5,47	3,44	2,02	1,49	1,33
MnO	0,16	0,07	0,02	0,21	0,14	0,12	0,10	0,04	0,18
MgO	1,39	0,87	0,51	4,62	3,54	1,83	1,02	0,33	0,80
CaO	1,58	1,38	0,29	7,77	5,48	2,57	1,35	0,53	1,78
Na <sub>2</sub> O	3,06	3,02	3,06	3,14	3,11	3,37	3,34	4,10	2,38
K <sub>2</sub> O	3,54	3,94	6,51	2,16	2,67	3,75	4,21	4,50	3,19
al <sup>7</sup>	2,56	2,92	11,12	1,30	1,50	2,61	3,90	5,66	5,37
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,87	0,77	0,40	1,45	1,16	0,92	0,79	0,92	0,75
K <sub>ф</sub>	78	83	82	67	68	70	75	87	70
Количество анализов	4	4	2	10	4	4	3	9	1

Примечание. 1—3 — сандиновый комплекс (1 — гранодиориты, 2 — граниты среднезернистые, 3 — граниты мелкозернистые); 4—7 — баншинский комплекс (4 — монодиориты, 5 — кварцевые монодиориты, 6 — гранодиориты, 7 — граниты); 8, 9 — иолийский комплекс (8 — граниты по данным А. В. Палагина, М. В. Мартынюка (1967 г.), 9 — авторский анализ гранита массива р. Сакай-Бапу).

шения щелочей и кремнезема (рис. 5) одна часть расположена вблизи тренда нормальных пород (по Дэли), другая — отмечает незначительно повышенную калиевость.

Биотиты пород комплекса по составу (табл. 2) соответствуют биотиту высокоглиноземистых гранитоидов с гранат-биотитовым парагенезисом. В то же время по содержанию титана, калия, воды, фтора и общей железистости они могут сопоставляться с биотитами из молодых биотитовых гранитов [11]. Состав биотита и положение фигуративных точек на диаграммах (рис. 6) свидетельствуют о кристаллизации его из нормального по щелочности

высокотемпературного, не насыщенного водой расплава.

По содержанию большинства проанализированных аксессуарных элементов исследуемые гранитоиды близки к палингенным гранитам известково-щелочного ряда [9], хотя и характеризуются в главной фазе относительно повышенными содержаниями Cr, V, Zn, Sn и Cu (табл. 3). Последнее сближает их в некоторой мере с гранитоидами оловоносного силинского (Комсомольский рудный район) комплекса. Важно отметить, что поздняя фаза мелкозернистых гранитов, в отличие от плюмазитовых редкометалльных, не фиксирует накопления олова. Небольшое повышение содержания меди может быть обусловлено разными причинами, так как 60—70 % ее содержится в неизоморфной форме в полевых шпатах и темноцветных минералах [3].

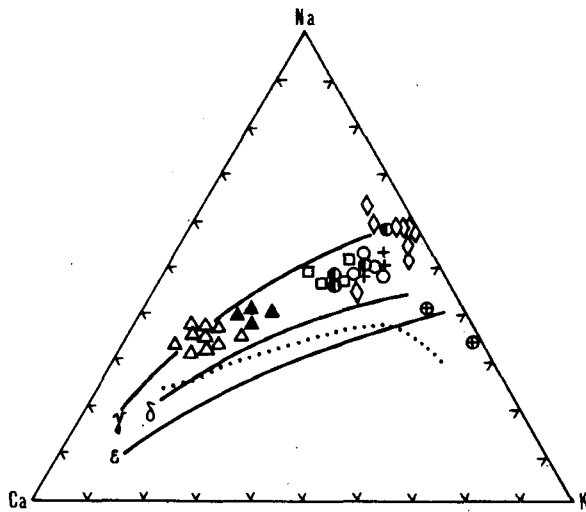


Рис. 3. Диаграмма соотношения кальция, натрия и калия в магматических породах.

Тренды типовых ассоциаций гранитоидов Дальнего Востока: γ — габбро-гранитная, δ — габбро-монцит-гранитная, ε — габбро-монцит-сиенитовая.

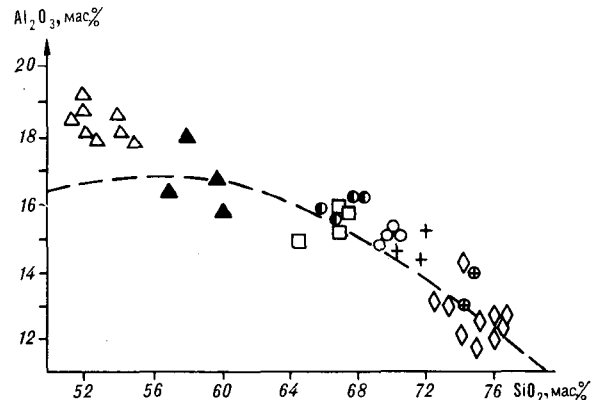


Рис. 4. Диаграмма соотношения глинозема и кремнезема в магматических породах.

Пунктирная линия — граница низко- и высокоглиноземистых ассоциаций.

Химический состав породообразующих интрузивных пород Мопауского рудного узла, мас. %

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	33,70	33,80	36,49	38,53	36,00	36,10	35,44	35,92	34,66	35,18	49,90	50,14	51,17	51,67
TiO <sub>2</sub>	3,45	3,56	4,96	4,68	5,16	4,79	3,42	3,57	3,93	3,34	0,95	0,94	0,38	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,82	17,62	14,68	14,30	14,27	14,11	18,94	18,11	14,62	15,11	2,34	2,36	4,66	0,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	8,30	1,22	2,02	1,56	1,71	0,76	1,79	2,14	8,11	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,80	13,78	16,92	15,98	20,44	20,15	17,18	18,81	23,20	16,32	9,20	10,50	20,16	9,26
MnO	0,46	0,26	0,11	0,12	0,14	0,19	0,35	0,26	0,37	0,35	0,32	0,32	0,38	0,27
MgO	8,38	8,57	10,83	9,85	10,84	11,14	7,44	6,96	4,27	5,89	14,97	15,23	10,60	14,98
CaO	0,69	0,42	0,35	0,44	0,31	0,24	0,57	0,69	1,84	0,72	20,78	19,39	11,83	21,15
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,34	0,59	0,29	0,64	0,59	0,44	0,32	0,66	0,66	0,32	0,32	0,22	0,13
K <sub>2</sub> O	8,45	7,68	9,63	9,57	8,31	8,68	9,14	8,94	6,97	8,75	0,00	0,00	0,11	0,02
H <sub>2</sub> O	3,66	5,17	3,29	3,62	2,15	1,94	4,49	4,08	6,13	4,47	н. а	н. а	н. а	н. а
F	0,30	0,39	0,97	0,49	0,33	0,47	0,89	0,43	0,34	1,16	н. а	н. а	н. а	н. а
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н. а	н. а	0,17	0,19	н. а	н. а	0,20	0,20	0,61	0,37	н. а	н. а	н. а	н. а
f <sub>o</sub>	60,2	58,2	48,3	50,3	53,0	52,2	58,3	62,2	76,7	69,2	25,6	27,8	28,7	25,7
K <sub>al</sub>	24,3	24,3	20,3	19,8	19,3	19,0	26,4	25,1	21,6	21,8				

Примечание. 1—10 — биотиты (1, 2 — сандинский комплекс, месторождение Мопау, граниты биотитовые; 3—9 — бапшинский комплекс; 3, 4 — рудопровление Золотой ключик, мондиориты, 5, 6 — Таунгинский массив, мондиориты, 7, 8 — кл. Сахарный, Таунгинский массив, гранодиориты равномерно-зернистые, 9 — рудопровление Золотой ключик; гранит-порфиры; 10 — месторождение Надежда, р. Сакай-Бапу, граниты); 11—14 — пироксены бапшинского комплекса (11, 12 — р. Мопау, левый борт, мондиориты, 13, 14 — рудопровление Золотой ключик, мондиориты).

Таблица 3

Средние содержания (S, г/т) и коэффициент вариации содержаний (V) элементов-примесей в интрузивных породах

Комплекс	Порода	Количество анализов	Параметр	Ni	Co	Cr	V	Cu	Sn	Pb	Zn	B	Mo	Ag
Сандинский	Гранодиориты	3	S	14	5	35	101	40	9	23	297	13	—	0,03
	Среднезернистые граниты	8	S	10	4	29	84	67	6	25	89	19	—	1
	Мелкозернистые граниты	3	V	0,3	0,3	0,3	0,1	1,1	0,2	0,2	0,4	0,6	—	1,9
			S	3	3	6	39	84	8	38	31	12	—	0,08
Бапшинский	Мондиориты	15	S	18	18	43	175	35	4	14	177	14	2,0	0,04
	Кварцевые мондиориты	8	V	0,5	0,4	0,6	0,3	1,3	0,4	0,3	0,7	0,5	0,6	0,8
		8	S	15	16	35	136	20	7	13	113	16	0,5	0,04
	Лейкомондиорит	1	V	0,6	0,5	1,1	0,4	0,7	0,9	0,4	0,5	0,6	1,9	1,3
	1	S	11	15	15	80	11	3	15	48	13	1,1	0,05	
Гранодиориты	5	S	24	8	51	91	33	20	58	250	6	3,0	0,11	
Граниты	3	S	5	1	23	25	17	8	30	46	10	6,3	0,14	
Илийский	Граниты	1	S	2	2	6	40	18	3	15	21	5	—	0,08

Примечание. Прочерк — ниже предела чувствительности; количественные спектральные анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВО АН СССР.

Таблица 4

Средние содержания элементов-примесей в минералах интрузивных пород, г/т

Минерал	Порода, комплекс	Количество анализов	Ni	Co	Cr	V	Cu	Sn	Zr	Sc	Ag	Mo
Биотит	Гранит, сандинский	4	35	26	212	160	16	3,5	267	35	—	—
	Мондиорит, бапшинский	5	75	96	152	776	24	9	54	43	0,83	1
	Кварцевый мондиорит, бапшинский	3	35	49	100	460	27	5	85	30	0,29	—
	Гранодиорит, бапшинский	2	87	58	190	200	16	22,5	150	54	0,07	—
	Гранит-порфир, бапшинский	1	27	42	32	320	43	4	700	80	0,15	50
Пироксен	Гранит, илийский	1	28	31	50	320	75	26	340	69	0,80	—
	Мондиорит, бапшинский	2	26	32	200	380	20	18	60	80	0,07	—
	То же	1	—	46	—	1600	14	28	460	15 000	—	—
	Гранат	1	8	20	200	70	14	—	230	70	—	—
Ильменит	Мелкозернистый гранит, сандинский	1	8	20	200	70	14	—	230	70	—	—

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ДВГИ ДВО АН СССР. Аналитики Т. К. Бабова, Т. В. Сверкунова.

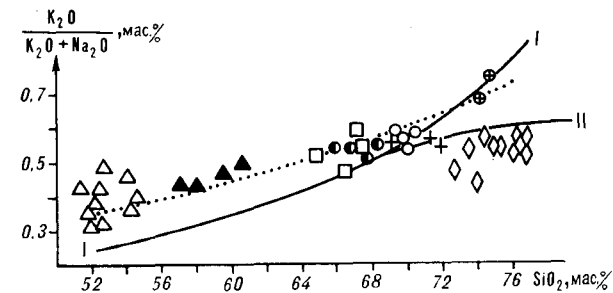


Рис. 5. Диаграмма соотношения щелочей и кремнезема в магматических породах. I — I — тренд нормальных пород по Дэли, II — тренд гранитовых аплитов.

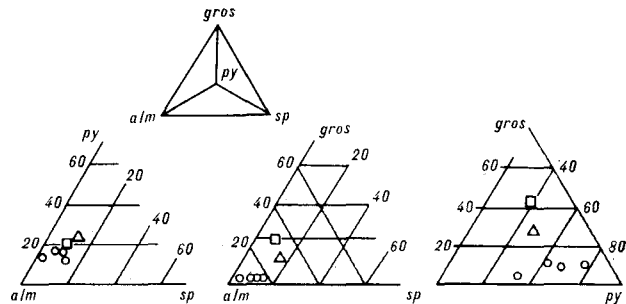


Рис. 7. Тройные диаграммы состава гранатов.

к средним значениям или даже ниже средних, можно предполагать его низкое содержание и в породе.

Имеющиеся количественные спектральные анализы биотитов из гранитов показывают, что условия формирования гранитоидов, вероятно, не благоприятствовали вхождению в решетку биотита большинства рудных элементов, в том числе Sn. Повышены относительно средних [6] лишь содержания хрома и циркония (табл. 4).

Содержания и соотношения некоторых информативных элементов, в том числе и соотношения K/Rb и Sr/Rb, указывают в одних случаях на вероятный глубинный магматический очаг, в других — на коровый, а отношение Zn/Pb, изменяющееся от первой фазы (гранодиориты) к последней (аплитам) от 12,9 до 0,8, характеризует сандинские гранитоиды как мезоабиссальную интрузию [9].

Суммируя полученные результаты, вероятнее всего предположить участие в материнских коровых расплавах глубинного подкорового вещества.

Дополнительные данные для суждения о генезисе получены при изучении гранатов. По составу гранатов (пироп-альмандиновый изоморфный ряд) сандинские гранитоиды близки к высокотемпературным гранитоидам гнейсогранулитового уровня [2], хотя по некоторым параметрам их можно отнести и к низко-среднетемпературным гранитоидам, зарождающимся на уровне гнейсоамфиболового слоя коры (рис. 7). Вероятно, такая неоднозначность связана с тем, что исследованные гранаты начинали кристаллизоваться на уровне зарождения, а заканчивали — на уровне становления интрузий. Часть зерен имеет зональное строение: в центре выше содержание  $Al_2O_3$ , MnO, MgO, CaO и ниже —  $SiO_2$  и, соответственно, выше количество пиропового, спессартинового и гроссулярового минералов и ниже — альмандинового. По содержанию пироповой составляющей описываемые гранаты близки гранатам второй группы пироп-альмандинового состава [8], входящим в состав пород, кристаллизующихся из глубинных расплавов. Таким образом, состав

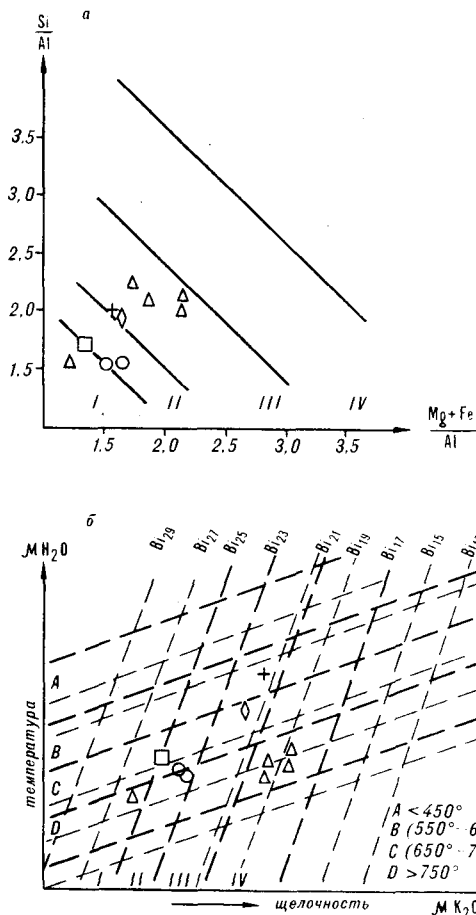


Рис. 6. Диаграммы состава (а) и зависимости состава биотитов от температуры и щелочности расплава (б).

Отсутствие накопления рудных элементов в гранитах поздней фазы может быть связано с обедненностью магмы летучими компонентами: содержание бора в среднезернистых гранитах Монауского массива, близкое к среднему для палингенных известково-щелочных, в поздних мелкозернистых гранитах снижается в 1,5 раза; содержание фтора не определялось, но судя по тому, что в биотите гранитоидов оно близко

гранатов подтверждает сделанный на основании геохимических данных вывод о сложном генезисе гранитоидов сандинского комплекса.

Бапшинский магматический комплекс на описываемой площади представлен монцонитоидными породами Судулюнэ-Монауского массива (Таунгинский интрузив) и массивов Золотой ключик и Рудненский. Все массивы имеют сложное строение. Наиболее детально нами изучен Золотой ключик, частично — Рудненский и Таунгинский. Преобладают здесь монцодиориты и их кварцевая разность, причем развитие комплекса сопровождалось снижением щелочности пород.

Детальное описание минералогического состава пород комплекса в литературе не приводилось, поэтому отметим некоторые его особенности.

Пироксен, являющийся наиболее ранней кристаллической фазой, представлен авгитом ( $f_0$  от 25,6 до 28,7 %), реже отмечается гиперстен. Значительно чаще, чем пироксены, в породах присутствует буровато-зеленая роговая обманка, часто зональная, переходящая к краям зерна в зеленовато-синюю щелочную разность. Можно предполагать, что щелочность расплава в процессе кристаллизации этого минерала не была постоянной.

Биотит присутствует во всех описываемых породах, часто в реакционных взаимоотношениях с пироксеном и роговой обманкой. Его особенность — высокое (~5 %) содержание титана (см. табл. 2), что может быть следствием кристаллизации при высокой температуре и незначительном давлении [11] из расплава, обогащенного титаном и щелочами. От биотита сандинских пород он отличается, кроме того, более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженными  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , что подтверждает сравнительно более высокие щелочность, температуру и меньшую водонасыщенность расплава (см. рис. 6), а от биотита подобных же пород Комсомольского оловорудного района — повышенным содержанием окиси натрия.

Плагиоклаз является наиболее распространенной (до 50—60 % объема) и самой ранней кристаллической фазой в силикатной части бапшинских монцонитоидов. Преобладает лабрадор с содержанием анортита около 55 %. Зерна часто зональные (от № 55 в центре до № 45 к краям), краевые зоны иногда сложены альбитом и как бы растворяются во вмещающем анортотклазе.

Калиевый (калинатровый) полевой шпат составляет до 30 % объема породы, «цементирует» плагиоклазы, пироксены, амфибол, биотит. Пертитовые вставки и микроклиновидная решетка не наблюдаются. Иногда он образует субграфитические сростки с кварцем. В отличие от пород

Комсомольского района такие структуры здесь редки, что, вероятно, указывает на более низкое содержание летучих в расплаве.

Из акцессорных минералов наиболее распространены ильменит (титаномагнетит), образующий включения в авгите, и апатит. Реже отмечаются розовато-бурый ортит, гранат, монацит, циркон и турмалин. Содержание  $\text{MnO}$  в ильмените (1,5 %), вероятно, свидетельствует о слабо повышенной или нормальной щелочности бапшинских монцодиоритов [7]. Ильмениты из этих пород отличаются от аналогичных ильменитов силинского комплекса (Комсомольский район) более низкими (не менее, чем на порядок) содержаниями в них хрома, ванадия, кобальта и олова и более высокими — циркония.

Гранаты пород бапшинского комплекса отличаются от сандинских низким содержанием альмадинового минерала и более высоким — гроссуляра (пироп-альмадиновый изоморфный ряд; см. рис. 7). По этому признаку бапшинские гранитоиды относятся к высокотемпературным гранитоидам гнейсогранулитового уровня [2], суммарное содержание пироба и гроссуляра в гранатах которых составляет 30—40 %. По химическому составу они относятся ко второй группе гранатов [8], характерной для пород, образующихся из глубинных расплавов.

По петрохимическим признакам породы бапшинского комплекса принадлежат группе средних, высокоглиноземистых магматических пород нормального ряда калиево-натриевой серии (см. рис. 2). На диаграмме зависимости содержания глинозема от кремнекислотности (см. рис. 4) фигуративные точки их состава располагаются в поле высокоглиноземистых пород, примерно на том же удалении от граничной линии, что и породы сандинского.

По соотношению  $\text{Na} - \text{Ca} - \text{K}$  (см. рис. 3) исследуемые породы могут интерпретироваться как образования габбро-гранодиорит-гранитной ассоциации, значительно отличающиеся от монцонитоидов Комсомольского района. Это отличие связано, в основном, с более высокой суммой щелочей, в то время как по калиевости они близки к породам Комсомольского района (см. рис. 5). Петрохимическая характеристика пород комплекса определенно показывает угнетенность процессов дифференциации расплава, что важно для оценки потенциальной рудоносности.

Наиболее основные породы бапшинского комплекса характеризуются повышенными (~2 кларка) содержаниями ванадия, кобальта, цинка и молибдена и низким — никеля. По этим признакам они очень близки монцодиоритам Комсомольского района, отличаясь более высоким содержанием цинка (2,5 раза) и низ-



ким (около 3 раз) олова и бора. В лейкократовой разности монадиорита содержания Ni, Cr, V и Zn понижается, подтверждая ведущую роль в концентрировании этих элементов фемических минералов (см. табл. 3).

Содержание в фемических минералах, особенно в биотите, олова рассматривается в качестве одного из важнейших критериев оловоносности магматических комплексов. Исследуемые породы характеризуются относительно низкими содержаниями олова в биотите при близком к единице коэффициенте концентрации. Наиболее высокий коэффициент концентрации установлен для монадиоритов, а самый низкий — для гранитов. Можно предположить, что в ходе дифференциации расплава физико-химические условия в нем изменялись таким образом, что все менее способствовали рассеянию олова в породообразующих минералах и, следовательно, создавали условия для его накопления. Об этом же говорит и значительно более высокое содержание олова в пироксене, чем в парагенном с ним биотите (см. табл. 4). Распределение олова в породах последовательных интрузивных фаз и в породообразующих минералах характеризует комплекс как потенциально оловоносный. Однако возможности реализации этого потенциала связаны с целым рядом других факторов, в частности, с насыщенностью расплава летучими, способными к образованию подвижных комплексных соединений с оловом. Рассматривая баппинский комплекс как вероятный аналог уже упоминавшегося силлинского (оловоносный), необходимо отметить низкое (в 2—5 раз ниже, чем в силлинском) и понижающееся в последовательных интрузивных фазах содержание бора (в силлинском — возрастание в 2 раза), незначительное и понижающееся в поздней интрузивной фазе содержание фтора в биотите, относительно низкое давление флюида, определяемое по соотношению  $Al^{VI}/Al^{IV}$  в этом же минерале. Аномально высокие содержания олова и некоторых других рудных компонентов в гранодиоритах могли быть обусловлены постмагматическими процессами. Однако, такая же «аномалия» отмечена нами и в силлинском комплексе.

К юго-востоку от долины р. Бута преимущественно развиты интрузивные породы иолийского комплекса.

По данным А. В. Палагина и М. В. Мартынюка, иолийский комплекс представлен гранитными интрузиями сено-палеогенового этапа с ярко выраженной оловянной металлогенической специализацией. В составе комплекса выделяются две фазы: первая — биотитовых гранодиоритов и биотит-роговообманковых гранитов-гранодиоритов ( $K_2$ ), вторая — биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранит-порфиров аляскитовых ( $P_1$ ).

По петрохимическим признакам породы комплекса различны. Часть гранитоидов на классификационной диаграмме (см. рис. 2) располагается в поле нормальных пород, в основном вблизи поля субщелочных риолитов, другая — непосредственно в поле субщелочных и, частично, даже в поле щелочных лейкогранитов. Все они относятся к высоко- и весьма высокоглиноземистым породам калиево-натриевой серии.

Граниты, рассматривающиеся на площади Монауского узла в качестве представителей иолийского комплекса (верховье р. Сакай-Бапту, район месторождения Надежда), значительно отличаются от типичных представителей этого комплекса по содержанию щелочей, глинозема, кальция и марганца. Главное отличие — низкое суммарное содержание щелочей — является одним из основных признаков оловоносных гранитов.

Спектральным анализом в гранитах комплекса установлены повышенные содержания Zn, Ni, Cr, V (данные А. В. Палагина и М. В. Мартынюка). Гранит же, взятый в районе месторождения, имеет пониженные в сравнении со средними [4] содержания исследованных элементов, за исключением V, Cu, Sn, Ag (близкие к среднему). Содержание элементов-примесей в биотите из этого же гранита также, в основном, ниже средних (олово почти в 2,5 раза). Все это позволяет ставить вопрос об уточнении объема иолийского комплекса, имея в виду, что в настоящее время в нем, вероятно, объединены производные разных магматических очагов, часть из которых потенциально оловоносны.

Результаты исследования показывают сложное, характерное для рудоносных магматических ассоциаций, развитие магматизма Монауского рудного узла с параллельным существованием разноглубинных магматических очагов. Производные их — гранитоиды сандинского и баппинского комплексов по петрогеохимическим, минералогическим и геологическим признакам образуют парагенетическую ассоциацию — магматическую серию, близкую по составу к оловоносной мяо-чанской (Комсомольский рудный район). Высокая глиноземистость пород серии обусловлена, вероятно, составом (и мощностью) метаморфогенного субстрата, вовлеченного в магмообразование (сандинский комплекс) и возможностью взаимодействия производных разноглубинных магматических очагов. Сказанное подтверждает правомерность выделения сандинских гранитоидов из состава хунгарийской серии.

Уровни содержания и динамика распределения олова в породах последовательных комплексов и интрузивных фаз, а также в отдельных минералах характеризуют поздний из них — баппинский — как потенциально оловоносный. Однако малая флюидонасыщенность и

нестабильность окислительно-восстановительных условий кристаллизации, фиксируемые составом пород, минеральных парагенезисов и отдельных минералов, позволяют говорить лишь о незначительных перспективах оловоносности Монауского узла.

По ряду признаков перспективен в отношении оловоносности гранит-лейкогранитовый

комплекс сенон-палеоценового этапа (иолийский), генетические связи составляющих которого недостаточно изучены.

Все сказанное, по-видимому, не может существенно повлиять на оценку Монауского месторождения, принадлежащего, по данным ряда исследователей, к своеобразной оловопорфировой формации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.
2. Ермолов П. В., Изох А. Э., Владимиров А. Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 245, № 1.— С. 208—211.
3. Злобин Б. И. О формах нахождения меди в изверженных горных породах // Зап. Всес. минерал. об-ва.— 1969.— Т. 93, вып. 5.— С. 530—538.
4. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение.— М.: Наука, 1967.
5. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.
6. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов.— М.: Недра, 1972.
7. Поповиченко В. В., Петров В. М., Сапин В. И. Магнетиты и ильмениты магматических пород Кавалеровского оловорудного района // Типоморфные ассоциации акцессорных минералов и микроэлементов.— Владивосток. 1985.— С. 35—46.
8. Руб М. Г., Павлов А. В., Гладков Н. Г., Гришина Н. В. Акцессорные гранаты как индикаторы генезиса рудоносных гранитоидов // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 235, № 6.— С. 1397—1400.
9. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.
10. Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Геология и оловоносность Приамурья.— М.: Недра, 1973.
11. Ушакова Е. Н. Бiotиты магматических пород.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
12. Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneiss of South-Western Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals // J. Geol.— 1959.— N 67.— P. 371.

ДВГИ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
6 апреля 1990 г.

УДК 551.263.037(571.62)

*М. П. Орлова*

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС КОНДЕРСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (Хабаровский край)

Приведены новые данные по геологии Кондерского щелочно-ультрамафитового массива, строению его купольной структуры, контактового ореола. Показаны его внутренняя зональность и ритмичная расслоенность, позволяющие сделать вывод о формировании

массива путем кристаллизации ультраосновного расплава в камере интрузива. Приведены сведения о рудоносности массива, связанной с магматическими и постмагматическими процессами его формирования.

### МОРФОЛОГИЯ МАССИВА, ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И ВОЗРАСТ

Морфологически Кондерский массив представляет собой купольную структуру диаметром 10—12 км с четко выраженным в рельефе кольцевым хребтом. Кольцевой хребет Кондер сложен тонкозернистыми ороговикованными алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями песчаников и гравелитов оминской свиты майской серии [2]. Центральная часть купола разрушена и эродирована. В северной части купол «прорван» долиной р. Кондер, протекающей в субмеридиональном направлении и разрушившей сплошность купольной структуры и Кондерского кольцевого хребта.

Краевые зоны массива внутри кольцевой структуры сложены перидотитами (верлитами), сменяемыми к периферии рудными клинопироксенитами, затем полевошпатовыми клинопироксенитами и субщелочными габброидами. Морфологически породы краевой зоны оказываются, как правило, в кольцевой, сильно затаеженной депрессии и обнажаются на берегах р. Кондер на севере, в горловине ее, а также на седловинах отрогов дунитов, спускающихся и пересекающих кольцевую депрессию. Современная гидросеть внутри купольной структуры фиксирует радиальные и кольцевые разломы, а также центральный субмеридиональный Кондерский разлом (рис. 1). В нижней части внутренних склонов Кондерского

Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород, расположенный в восточной части Алданского щита, по-прежнему привлекает внимание геологов как сложно построенный интрузив, несущий комплексное оруденение. Его возраст, геологическое строение, формационная принадлежность и петрогенезис являются дискуссионными, несмотря на сравнительно большую историю его изучения. В результате работ и публикаций Г. В. Андреева, В. В. Архангельской и А. Г. Каца, М. А. Богомолова, А. А. Ельянова и В. М. Моралева, И. С. Рожкова, В. И. Кицула, Л. В. Разина, С. С. Боришанской и некоторых других, охватывающих первый период открытия и изучения геологии массива, минералого-петрографического состава его пород и руд, Кондерский интрузив рассматривался как сложный полиформационный и полихронный.

С середины семидесятых годов начался период детальных геофизических, геологических, петрологических и минералогических исследований: работы А. А. Ефимова, В. Ф. Таврина, М. П. Орловой, К. Г. Шнай, Е. П. Емельяненко, А. Н. Масловского, В. Л. Шевкаленко, В. С. Приходько, А. Г. Мочалова, К. Н. Малича и др. В настоящей статье приведены новые данные по геологии массива, собранные автором во время полевых работ 1975, 1976, 1978, 1985 и 1987 гг., позволяющие более обоснованно судить о форме Кондерского массива, его внутреннем строении, последовательности формирования и оруденения.

кольцевого хребта обнажаются породы цоколя — кальцифиры, гранитогнейсы, гиперстеновые и гранатовые гнейсы и амфиболиты с прослоями гранат-корунд-силлиманитовых пород угучаканской свиты батомской серии раннего архея. Они сложно дислоцированы, вблизи массива интенсивно милонитизированы, местами будинированы и задраны, кальцифиры разлинзованы, мраморизованы и скарнированы. Все породы цоколя интенсивно ороровикованы. Процессам контактового метаморфизма посвящены специальные публикации [3, 7, 9].

Возраст Кондерского массива устанавливается на основании трех групп фактов. Первая связана с наличием пород высокотемпературных фаций контактового метаморфизма и интенсивного механического воздействия Кондерского интрузива на вмещающие породы фундамента и чехла. Здесь возраст «прочитывается» как пострифейский. Вторая группа фактов относится к возрасту образования Кондерской купольной структуры или очаговой морфоструктуры и ее сохранности. Аналогичные мезозойские овальные очаговые морфоструктуры восточной части Алданского щита детально описаны [1, 2, 5, 9]. В. В. Соловьевым [11] и В. В. Юшмановым [13] убедительно показано, что структуры куполов типа Облачного, Кондерского, Одолинского и др. пространственно взаимоувязаны с пликативными структурами района и их формирование предопределяется мезозойским позднеюрско-раннемеловым магматизмом. Размер куполов продуцирован объемами магматических тел. Кондерский купол и Кольцевой хребет четко связаны с формой и размерами щелочно-ультраосновного массива. Кольцевой хребет идеально повторяет внутренний контур интрузива, а залегание пород экзоконтактового ореола создает структуру облекания Кондерского диапира на современном срезе (см. рис. 1). Примыкающие к этой структуре пластовые и штокообразные тела сиенит-диоритов и монцодиоритов не влияют на генеральную морфоструктуру Кондерского купола, хотя и создают дополнительные структуры более низкого порядка.

Данные по радиологическому датированию калий-аргоновым методом пироксенитов, дунитов, щелочных габброидов и нефелин-сиенитовых пегматитов опубликованы [1, 5]. По нашим данным [5] возраст дунитов определен как 149—137 млн лет, пироксенитов — 124—113, щелочных габброидов — 120—83, нефелин-сиенитовых пегматитов — 130—110, сиенит-диоритов экзоконтактового ореола, сопоставляемых с мезозойскими интрузиями гольца Облачного кет-капского комплекса и монцонит-сиенитами лебединского комплекса Центрального Алдана — 133—98 млн лет [6].

В целом полученные датировки соответствуют поздней юре — раннему и позднему мелу. Таким образом, по нашему мнению, формирование Кондерского массива связано с мезозойской тектономагматической активизацией Алданского щита и с широким проявлением щелочного и щелочно-земельского магматизма в его западной, центральной и восточной частях [6, 9].

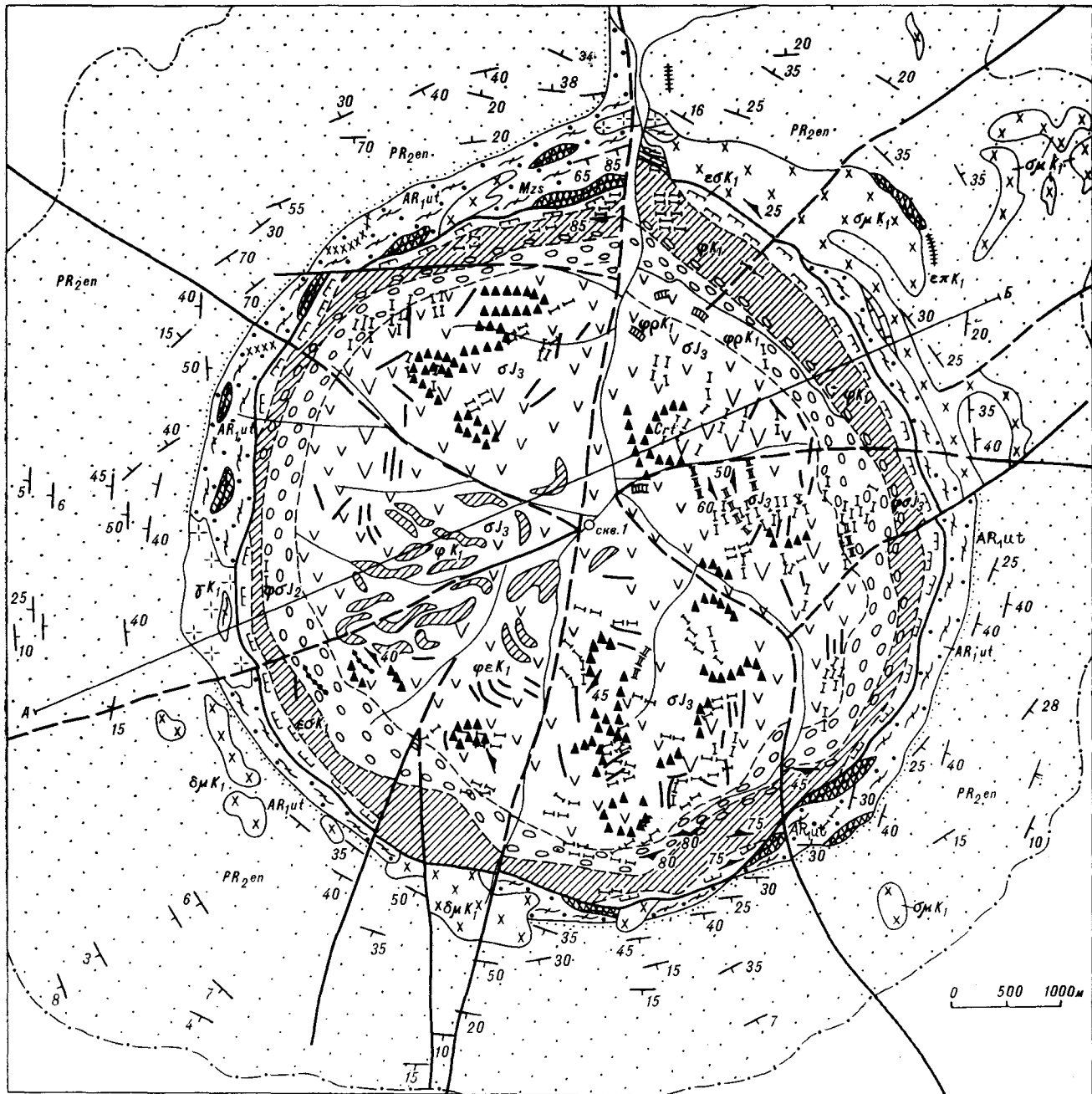
## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМА МАССИВА

Кондерский ультраосновной массив площадью около 40 км<sup>2</sup> имеет зональное и асимметричное в плане строение (см. рис. 1). Краевая зона его, как указывалось, сложена мелкозернистыми и среднезернистыми рудными клинопироксенитами, линзующимися с полевошпатовыми (микроклиновыми) разновидностями, постепенно сменяемыми в отдельных частях массива (северо-западной, северо-восточной, юго-западной) средне- и мелкозернистыми габброидами. Ширина краевой зоны варьирует от 50—60 м до первых сотен метров.

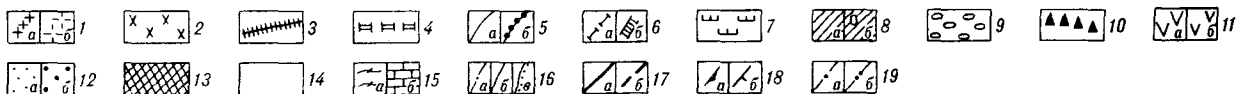
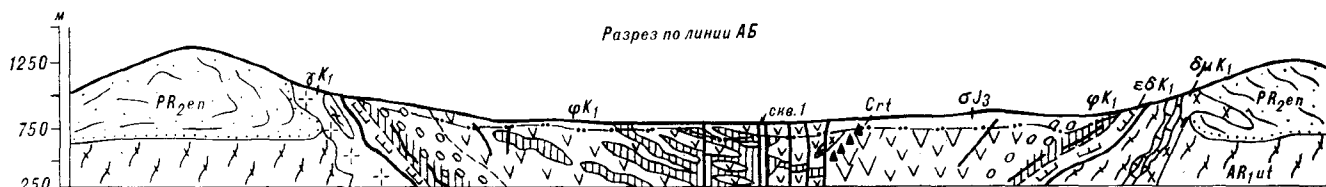
Субщелочные габброиды представлены шонкинитами и эссекситами, мощность их и текстурно-структурные особенности непостоянны, особенно в краевой части массива. Часто как протяженная зона они отсутствуют, и непосредственно краевыми являются полевошпатовые мелкозернистые клинопироксениты, в которых спорадически встречается гранат (андрадит). Породы эндоконтакта обычно более мелкозернисты, чем на удалении к центру. Они полосчатые, в отдельных участках в габбро наблюдаются многочисленные остроугольные и округлые ксенолиты форстерит-флогопитовых, диопсид-гранатовых, везувиян-диопсид-флогопитовых скарнов со шпильею, возникших за счет приконтактовых кальцифиров и мрамора.

Через узкие зоны переходных пород клинопироксениты сменяются мономинеральными оливковыми породами с магнетитом — оливнитами и, ближе к центру массива, — дунитами. Зоны переходных пород имеют небольшую мощность от первых метров до 8—10 м и представляют собой участки чередования или полосчатого переслаивания клинопироксенитов и оливнитов. В сторону периферической зоны они сменяются маломощной зоной оливинсодержащих (до 5—7 %) клинопироксенитов, относительно малорудных по сравнению с клинопироксенитами периферической зоны.

Центральная дунитовая часть массива занимает наибольшую его площадь. Она также неоднородна. Краевые зоны сложены средне- и мелкозернистыми разновидностями оливнитов, часто с планпараллельной директивной текстурой, ориентированной конформно по отноше-



Разрез по линии АБ



нию к внешнему круговому контуру массива. Оливинитовый состав периферической зоны четко выявляется по магнитным свойствам пород — по величине магнитной восприимчивости ( $\chi$ ). Оливиниты краевой зоны дунитовой части характеризуются повышенной магнитностью ( $800-1000 \cdot 10^{-6}$  СГС, в то время как в дунитах центра массива величина  $\chi$  не превышает  $200-300 \cdot 10^{-6}$  СГС). Собственно дунитовое «ядро» массива также является неоднородным по распределению текстурных и минеральных разновидностей дунитов. К оливинитам примыкают среднезернистые слабопорфировидные дуниты, которые по направлению к центру массива и выше по рельефу сменяются резкопорфировидными дунитами. Порфировые выделения достигают в них длины 2—3 см. К определенным гипсометрическим уровням центральной дунитовой части массива (750—760, 800—820, 960—980 м) приурочены прерывистые, линзовидные тела и маломощные шпир хромитов мощностью от первых десятков сантиметров до 1 м [8—10 и др.]. Залегание тел хромитов часто наклонное ( $45-50^\circ$ ), центриклинальное. Магнитные свойства дунитов центральной части резко варьируют при стабильной тенденции к увеличению магнитной восприимчивости от центра к периферии массива (данные В. П. Гребнева, устное сообщение) и от более низких и глубинных частей к более высоким частям разреза. В ряде случаев наблюдается плоскопараллельная текстура порфировидных дунитов с центриклинальным падением текстур под углом  $45-50^\circ$  с выполаживанием до  $10-15^\circ$  в центре массива. В поле распространения дунитов, в центральной части массива на плоских площадках и поверхностях нами и другими исследователями Кондерского массива наблюдалась четкая смена текстурных разновидностей дунитов — мелко-, среднезернистых и пегматоидных. При этом пегматоидные, как правило, содержат хорошо образованные кристаллы хромита, составляющие от 3 до 8 % объема породы. Ширина чередующихся полос,

составляющих, по-видимому, ритм, — первые десятки сантиметров. Контакты между ними четкие, резкие.

Необходимо отметить почти повсеместно развитую плитчатость в дунитах и оливинитах, совпадающую по ориентировке с директивными текстурами этих пород и следующую системам трещин контракции. В краевой зоне массива наблюдалась шаровая и караваеподобная отдельность в дунитах и оливинитах, также связанная с остыванием массива. Особого внимания заслуживают данные В. С. Приходько с соавторами о неоднородности строения центральной дунитовой части массива и конфокальном типе интрузии, установленном по данным структурного картирования [10].

Обращаясь к особенностям размещения клинопироксенитов во внутренней части Кондерского массива, следует подчеркнуть его асимметричное строение. Клинопироксениты приурочены к западному — юго-западному сектору массива. Здесь дуниты интенсивно инъецированы системой субпараллельных крутонаклонных тел рудных биотитовых клинопироксенитов — косьбитов (см. рис. 1). Асимметричные жилы различной мощности, от первых сантиметров до 3—4 м, имеют в большинстве случаев центриклинальное падение. В пологозалегающих жилах, как правило, проявлено асимметричное строение от всячего к лежащему боку, заключающееся в резкой смене маломощной зоны мелко- или среднезернистых биотитовых пироксенитов более мощной зоной крупнозернистых или пегматоидных слюдяных пироксенитов, иногда с апатитом, обогащенных гнездами и шпирами титаномагнетита.

Следует отметить периодичность в смене маломощных и более мощных пологозалегающих пироксенитовых тел в дунитах центральной части массива. На 160 м разреза приходится 24 тела пироксенитов общей мощностью более 40 м, при этом наблюдается повторяемость мощных (3—4 м) и маломощных (0,6 м) тел: на десятиметровый интервал разреза приходится 1—2 мощных пластовых тела и 3—4 ма-

Рис. 1. Схема геологического строения Кондерского массива, составленная М. П. Орловой на основе данных А. Н. Мильто, А. А. Ельянова [9], Г. В. Андреева [1], М. А. Богомолова [3], В. И. Остапчука и личных наблюдений.

1, 2 — породы кет-кепского комплекса (К<sub>1</sub>): 1 — гранодиориты (а — гранит-аплиты, гранит-пегматиты, б — плагиограниты и грейзенизированные граниты), 2 — монциториты, монциториты и сиенитодиориты (а — дайковые — микродиориты и спессартиты, б — порфировидные и массивные породы); 3—17 — породы кондерского комплекса (J<sub>3</sub> — K<sub>1</sub>): 3 — шонкинит-пикриты, 4 — щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты, 5 — клинопироксениты жильные (а — амфиболовые (горнблендиты), б — нефелиновые), 6 — основные пегматиты (а — амфибол-плагиоклазовые, б — флогопит-диопсидовые); 7 — щелочные габброиды (шонкиниты, мадагаскариты), 8 — клинопироксениты (а — биотит-магнетитовые, б — оливиновые (верлиты)), 9 — оливиниты, 10 — хромитины, 11 — дуниты (а — крупнозернистые, б — среднезернистые); 12, 13 — породы контактового ореола: 12 — роговики (а — андалузит-кордиерит-биотитовые по породам эвнической свиты рифел, б — кордиерит-андалузит-силлиманитовые по метаморфическим образованиям утуканской свиты батомгской серии раннего архея), 13 — скарпы гранат-диопсидовые, биотит-диопсидовые, форстерит-диопсидовые, шпинель-форстеритовые и шпинель-монтчеллит-кальцитовые с перовскитом; 14, 15 — вмещающие породы: 14 — омнинская и эвническая свиты майской серии (гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты Р<sub>1</sub>С<sub>1</sub>), 15 — утуканская свита батомгской серии (?) нижнего архея (AR<sub>1</sub>ut), нерасчлененные метаморфические образования (а — гнейсы гиперстеновые, амфиболовые, гранат- и корундсодержащие, кристаллические сланцы, амфиболиты, б — мраморы и кальцифиры); 16 — геологические границы (а — четкие, резкие, б — постепенные, в — трансгрессивное налегание); 17 — разрывные нарушения (а — прослеженные, б — предполагаемые); 18 — ориентировка структур (а — полосчатости, трахитоидности, б — слоистости); 19 — границы (а — контактового ореола, б — коры выветривания).

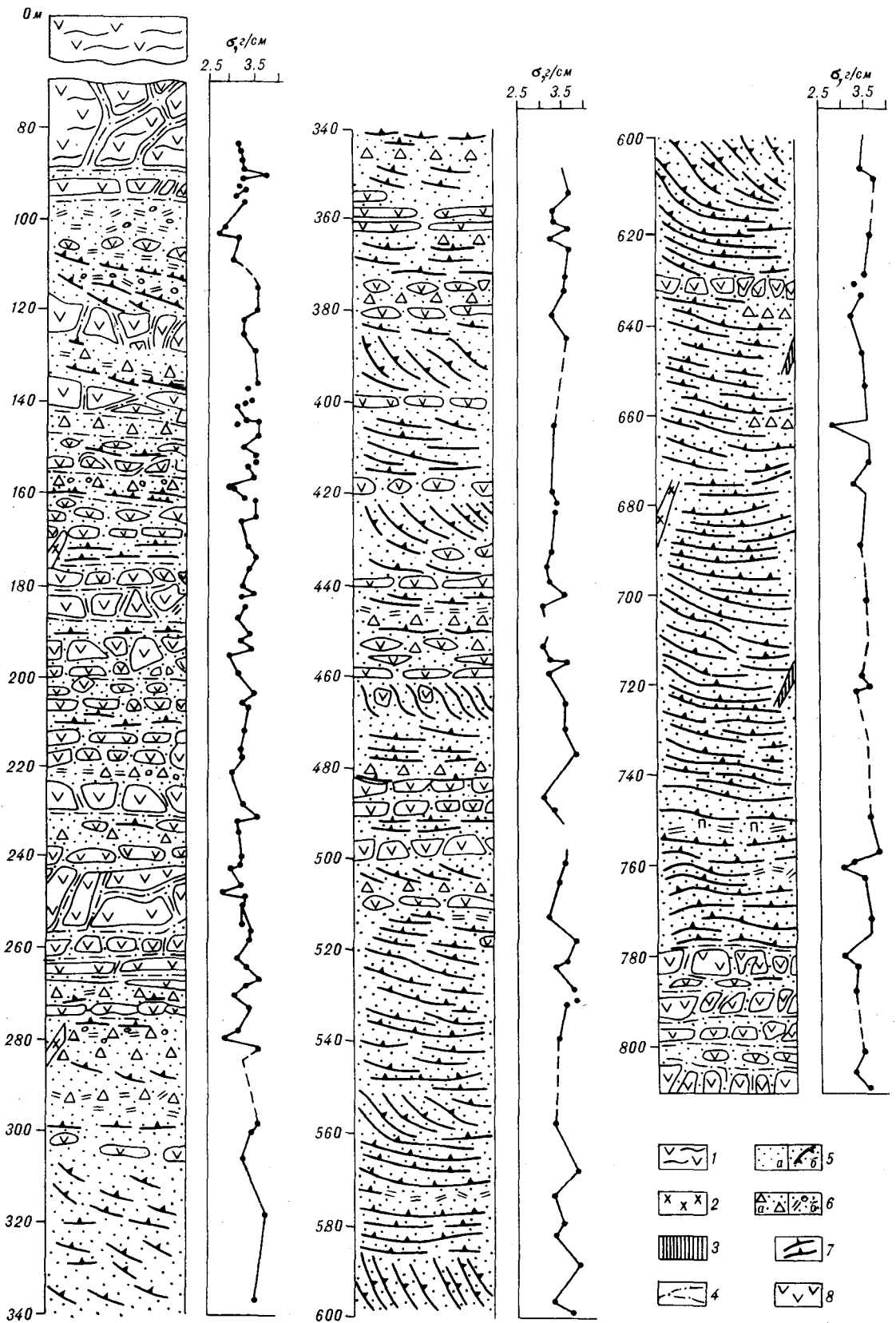


Рис. 2. Колонна скважины.

ломощных. Залегание жил субгоризонтальное и субдиагональное с падением к центру массива. Мощные пироксенитовые тела часто ветвятся, имеют апофизы. Подмеченная закономерность в залегании и некоторой периодичности повторяемости жильных тел с одинаковой мощностью, по-видимому, следует рассматривать как следствие инъекции «пироксенитовым» расплавом закономерных систем трещиноватости, возникших в уже сформированных дунитах.

Изучение керна скважины, пройденной в геометрическом центре Кондерского массива, позволило проследить взаимоотношения рудных клинопироксенитов, распространенных на участке Аномальный, с дунитами центральной зоны массива. По геологическому строению 800-метровый разрез по скважине сверху вниз может быть подразделен на несколько частей (рис. 2).

Первая часть разреза (около 100 м) вскрывает дезинтегрированные породы коры выветривания дунитов, представленные сыпучкой вермикулита и охристо-глинистого материала. Во второй части (100—300 м) наблюдается разрез зоны сложной инъекции дунитов жилами рудных клинопироксенитов. Количественные отношения клинопироксенитов и дунитов в этой части разреза примерно 1:1. Жилы клинопироксенитов имеют мощность от первых до нескольких десятков сантиметров, являются пологими, субдиагональными, субвертикальными и часто имеют зональное строение. Зональность выражается в смене текстур и состава пород и, как правило, является симметричной. В узких призалобандовых частях обычно залегают мелкозернистые рудные пироксениты с хорошо проявленной порфирированной текстурой и линейностью, ориентированной параллельно контактам. Далее следует широкая зона среднезернистых массивных рудных пироксенитов с биотитом, иногда апатитом со структурами просадки рудных минералов к центру или лежащему боку жилы. На границе пироксенитов с дунитами обычно присутствует узкая (2—3 мм) кайма амфибол-асбеста и тонкочешуйчатого бронзового флогопита.

В шлифах наблюдается проникновение тонких жилок клинопироксена, слюды и магнетита по серии субпараллельных или отдельных трещин в порфирированные дуниты. Таким образом, происходит обогащение дунитов, содержащих редкую вкрапленность хромита, магне-

титом, пироксеном и флогопитом, что приводит к резкому изменению их петрофизических свойств ( $\chi$  возрастает от 80—100 до 800—1000 · 10<sup>-6</sup> СГС, что заставляет называть дуниты метадунидами). Мощные (около 1 м) жилы, имеющие субгоризонтальные контакты, характеризуются ритмичным строением, наблюдаемым по непрерывному керну скважины. В ритме различаются зоны: 1) мелкозернистые биотитовые рудные пироксениты с горизонтальной линейностью (2—3 см); 2) средние и крупнозернистые массивные биотитовые пироксениты с центральной зоной негматоидного безрудного пироксенита (40 см); 3) рудный титаномagnetитовый слой (0,5—1 см) в массивном рудном пироксене (16—80 см).

Третья часть разреза скважины (300—780 м) представляет собой интервал существенного преобладания пироксенитов над метадунидами. Последние наблюдаются в виде отдельных ксенолитов или реликтовых полос. Соотношение клинопироксенитов и метадунитов меняется от 4:1 до 50:1, т. е. до полного преобладания пироксенитов в разрезе скважины. В этом интервале четко проявляется расслоенность пироксенитов, выделенная по текстурным особенностям и петрографическому составу пород. Почти повсеместно можно видеть многократно повторяющиеся простые 3-членные и более сложные 5-членные ритмы (рис. 3) с симметричным расположением отдельных разновидностей пород в центре ритма. Мощность ритмов, судя по керну скважины, различная: от 40—50 см. до 1,2—2 м. Границы ритмов отбиваются по наличию четких границ и трахитоидности в верхнем слоечке мелкозернистого пироксенита, а также по присутствию рудных шпиров, слойков, полос — в конце ритма. Рудные шпириты наблюдаются главным образом в полого- и диагонально залегающих ритмах.

Четвертая часть разреза (780—812 м) выделена условно по возросшей роли метадунитов или оливинитов в разрезе. Небольшая мощность этой части разреза позволяет рассматривать ее, как и вторую часть разреза, в качестве зоны инъекционирования дунитов пироксенитами.

Во всех частях разреза скважины пироксениты, в меньшей мере оливиниты пересекаются маломощными (от первых сантиметров до 1 м) зональными жилками нефелиновых и щелочных (полевошпат-эгириновых) сиенитов и полевошпатовыми жилами. В их контактах с

1 — кора выветривания ультрамафитов; 2 — жилы полевошпатовые и щелочно-сиенитовые; 3 — жилы горнблендитов; 4 — зональные жилы рудных клинопироксенитов; 5 — клинопироксениты среднезернистые и мелкозернистые расслоенные рудные (а — существенно биотитовые, б — со шпиритами и гнездами магнетита); 6 — клинопироксениты крупнозернистые и негматоидные (а — диопсидовые, б — слюдяные с апатитом); 7 — клинопироксениты рудные, ритмично расслоенные; 8 — дуниты и оливиниты, инъекционированные рудными клинопироксенитами.



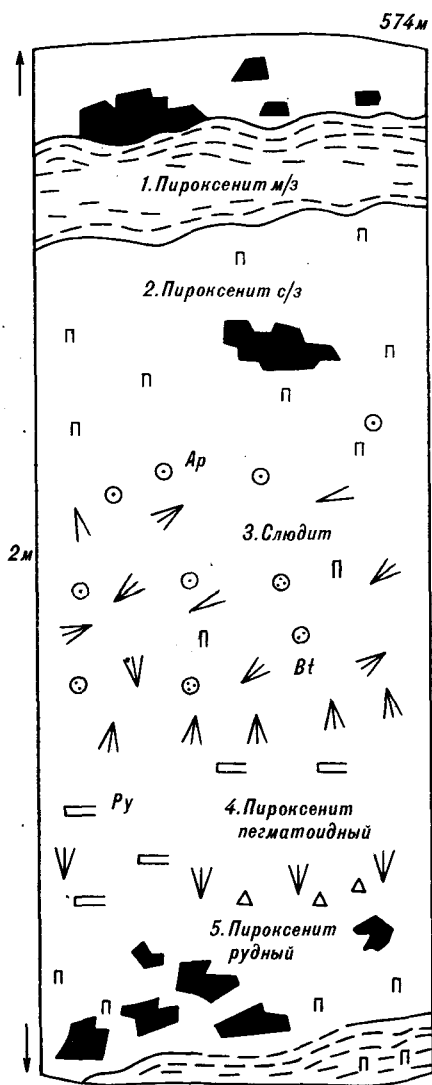


Рис. 3. Строение сложного ритма клинопироксенитов. Зарисовка керна скважины, интервал 574—576 м. Черное — титаномagnetит.

пироксенитами наблюдались узкие зонки эгиринизации и более широкие зоны ослюденения.

Заканчивая описание разреза скважины, следует подчеркнуть следующее. Взаимоотношения пироксенитов с дунитами по всему разрезу свидетельствуют о более раннем формировании дунитов по отношению к пироксенитам, об интрузивных, инъекционных контактах и интенсивном преобразовании дунитов. Расслоенность пироксенитов рассматривается нами как магматический процесс кристаллизационной дифференциации, сопровождающийся явлениями гравитационной отсадки рудных минералов в соответствии с классическими представлениями [12]. Явления интенсивной поздней и постмагматической аутометасоматической переработки — перекристаллизация (пегмато-

идные породы), диопсидизация и ослюденение, сопровождаемые в ряде зон и участков кристаллизацией апатита, реже — калишпата и кальцита, интенсивно проявлены в породах массива. Таким образом, неоднородность дунитов, по-видимому, связана не только с явлениями первичной кристаллизации в камере интрузива, но и с наложенными процессами интенсивной деформации и изменения их в контактах с пироксенитами.

### ДАЙКОВЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Породы массива пересекаются многочисленными дайками различного состава. Самыми ранними являются маломощные (от 10—20 до 60 см) дайки амфибол-плагиоклазового состава, пересекающие дуниты и их ксенолиты. В краевых частях массива, в переходной зоне между дунитами и клинопироксенитами широко представлены линзовидные, жильные тела крупнозернистых пород существенно диопсидового состава, обогащенные флогопитом, апатитом, иногда содержащие интерстиционный щелочной полевои шпат. Они, в свою очередь, часто пересекаются мелкими жилами нефелиновых сиенитов. В верховьях руч. Аномальный встречены единичные пологозалегающие тела нефелиновых пироксенитов или мельтейгитов с постепенными переходами к клинопироксенитам.

Щелочные и нефелиновые сиениты и нефелин-сиенитовые пегматиты распространены практически во всех частях зонального массива, а также в экзоконтактовом ореоле. Нефелин-сиенитовые пегматиты с редкометалльной минерализацией хибинского типа (эвдиалит, астрофиллит, лампрофиллит, рамзаит и др.) наблюдаются в виде зональных тел и линз различной мощности, главным образом, во внутренних частях массива, а также в виде радиальных (секущих) и конформных общему контуру массива даек. Мощность их варьирует от первых десятков сантиметров до первых метров. Зональность проявляется в закономерной смене тонкозернистых пород с трахитоидностью и линейностью, обогащенных альбитом, лампрофиллитом и эгирином, грубозернистыми и пегматоидными нефелин-калишпатовыми породами, часто крупноблокового сложения.

Все породы массива, включая габброиды краевой зоны и скарны, пересекаются маломощными дайками тонкозернистых черных горнблендитов — существенно амфиболовых пород с клинопироксеном, обогащенных титаномagnetитом и сфеном.

К экзоконтактовому ореолу массива приурочены дайки, силлы и малые штоки, сложен-

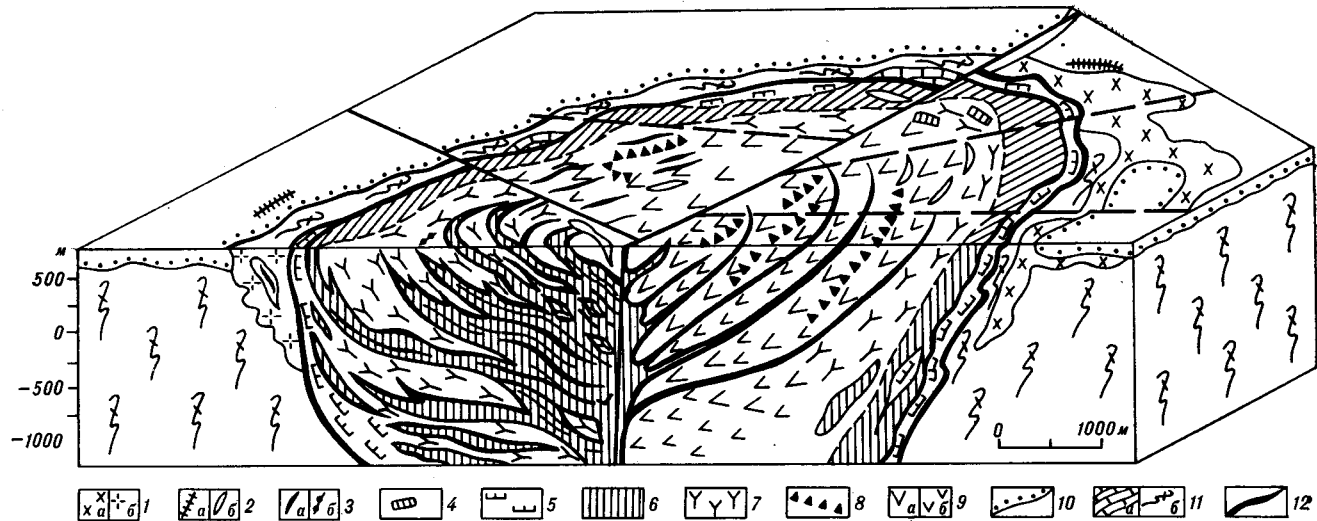


Рис. 4. Блок-диаграмма Кондерского массива (с учетом данных [10]).

1 — сиенитодиориты кет-капского комплекса (а — дайки, б — силлы); 2—9 — кондерский комплекс: 2 — дайки щелочных пород (а — шонкинит-пикритов, б — щелочных и нефелиновых сиенитов и сиенит-пегматитов), 3 — дайки ультрамафитов (а — горнолендитов, б — нефелиновых пироксенитов, мельтейгитов), 4 — дайки мафитов, 5 — щелочные и субщелочные габброиды, 6 — клинопироксениты, 7 — оливиниты и верлиты, 8 — хромититы, 9 — дуниты (а — мелко- и среднезернистые, б — крупнозернистые порфировидные и пегматоидные), 10—11 — вмещающие породы: 10 — ороговикованные породы эннинской свиты майской серии чехла (PR<sub>2</sub>), 11 — породы утукачанской свиты батомской серии фундамента (AR<sub>1</sub>) (а — мраморизованные и скарнированные доломиты и кальцифиры, б — ороговикованные гнейсы); 12 — разломы.

ные пестрой в петрографическом отношении серий пород — монцонитами, монцодиоритами, диорит-сиенитами, кварцевыми диоритами и гранитоидами, насыщенными округлыми и угловатыми ксенолитами пород фундамента и чехла, а также ультрамафитовых пород краевой зоны Кондерского интрузива — клинопироксенитов, субщелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. Породы монцонит-гранодиоритовой серии, по-видимому, могут быть отнесены к юрско-меловому кет-капскому или ледбединскому комплексу щелочно-земельных пород, почти повсеместно сопровождающих мезозойские щелочные вулканогенные образования на Алданском щите. Формирование их пространственно и во времени совпадает с проявлением щелочного магматизма и частично связано с анатексисом пород фундамента под влиянием глубинного щелочно-ультраосновного магматизма. Об этом могут свидетельствовать жилы палингенных гранитоидов, пересекающие диопсид-гранатовые скарны, а также радиологические данные возраста вмещающих пород [5, 6].

В экзоконтактовом ореоле Кондерского массива распространены две группы пород: спессартиты и шонкинит-пикриты. Обе разновидности наблюдаются на кольцевом хребте, при этом шонкинит-пикриты локализованы в пределах Кондерской купольной структуры, а спессартиты развиты более широко. По петрографическим и петрохимическим особенностям спессартиты могут быть отнесены к кет-капскому комплексу, а шонкинит-пикриты тя-

готеют к собственно кондерскому комплексу, завершая становление массива.

#### ОРУДЕНЕНИЕ МАССИВА И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ

Со сложным и полнодифференцированным Кондерским массивом ультраосновных и щелочных пород связано комплексное эндогенное оруденение. К дунитам приурочена вкрапленность хромита, а также линзовидные шпильры и жиллоподобные тела хромититов, являющихся платиноносными. Схема размещения их по Г. В. Андрееву, А. А. Ельянову и А. Н. Мильто опубликована [1, 9]. Составу платиновой минерализации посвящены специальные работы И. С. Рожкова, С. С. Боришанской, Л. В. Разина, А. Г. Мочалова, Н. С. Рудашевского, К. Н. Малича, В. Л. Шевкаленко и др. Сами хромититы на современном эрозионном срезе представлены высокожелезистыми разновидностями и в настоящее время не имеют практического значения [8, 9]. С рудными пироксенитами связано железо-титановое оруденение, платиновая аксессуарная минерализация [4, 13] и повышенные содержания апатита и биотита, а к нефелин-сиенитовым пегматитам приурочена редкометалльно-редкоземельная минерализация (Zr, Nb и др.). Заслуживают внимания и пегматоидные диопсид-флогопитовые и диопсид-флогопит-апатитовые обособления и жилы, приуроченные к краевым и апикальным частям массива. Эндогенное ос-

люденею и комплексное оруденение приобретают практическое значение в коре выветривания, развитой на ультрамафитах и в россыпях, — вермикулит, апатит, платиноиды [9, 13 и др.].

Представления о форме интрузива, последовательности формирования пород отражены на блок-диаграмме (рис. 4). Массив представляет собой многофазное расслоенное асимметричное тело со сложным внутренним строением. Структура расслоенного лополита с центриклинальным падением директивных структур усложнена расслоенной интрузией и серией пластообразных тел рудных клинопироксенитов. Ультрамафиты пересекаются дайками габбро-плагиоклазитов, диопсидит-пегматитов, нефелиновых сиенитов и их пегматитов и горнблендитов. В экзоконтактовом ореоле размещены дайки шонкинит-пикритов, а также спессартитов, связанных со становлением сиенит-диоритов, сиенит-монзонитов кет-капского щелочно-земельного комплекса.

Таким образом, морфология купольной структуры, а также четко выраженная контак-

тово-метаморфическая зональность вмещающих пород, проявляющаяся в закономерном распределении высокотемпературных скарнов и роговиков, свидетельствуют о формировании Кондерского массива в виде активного интрузивного диапира. По геологическим данным и определениям возраста пород и роговиков радиологическими методами, Кондерский интрузив сформировался в период мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита. Зональная, центриклинальная и асимметричная внутренняя структура массива рассматривается как результат кристаллизационной дифференциации и неоднократного поступления мафит-ультрамафитовых расплавов повышенной щелочности в камеру интрузива.

Оруденение массива связано с эндогенными магматическим (платиново-хромитовое, апатит-титаномagnetитовое — с ультрамафитами; редкометалльное — с нефелиновыми сиенитами), аутометасоматическим (apatит-флогопитовое, флогопитовое) и экзогенными (корообразование, россыпеобразование) этапами формирования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Г. В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987.
2. Архангельская В. В., Кац В. Г. Кольцевой хребет Кондер // Изв. Всес. геогр. общества. — 1958. — № 6. — С. 537—541.
3. Богомолов М. А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива // Петрография метаморфических и магматических пород Алданского щита. — М.: Наука, 1974. — С. 32—56.
4. Малич К. Н. Платиноносность титаномagnetита в породах Кондерского ультраосновного массива // Оценка перспектив рудоносности геологических формаций в целях крупномасштабного картирования/ВСЕГЕИ. — Л., 1988. — С. 91—92.
5. Орлова М. П., Авдеева С. И., Федорова И. В., Яковлева Л. В. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 240, № 3. — С. 677—680.
6. Орлова М. П., Багдасаров Э. А., Соседко Т. А. Шпинель и перовскит из пород экзоскарновой зоны Кондерского массива // Зап. Всес. минерал. о-ва. — 1979. — Ч. 108, вып. 5. — С. 590—595.
7. Орлова М. П., Соседко Т. А., Шаденков Е. М. Опыт использования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлеж-
- ности Кондерского массива // Минералогические критерии рудоносности. — Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1982. — С. 140—149.
8. Орлова М. П., Авдонцев С. Н., Шаденков Е. М. Щелочной магматизм Алданского щита и его минералогическая специализация // Геология и геохимия рудоносных магматических формаций зоны Малого БАМа/СО АН СССР. — Якутск, 1986. — С. 4—12.
9. Платина Алданского щита. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
10. Приходько В. С., Землянухин В. Н., Квасов А. И. и др. Структурный анализ дунитового ядра Кондерского массива в связи с его рудоносностью // Проблемы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. — Южно-Сахалинск, 1988. — С. 44—45.
11. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа/ВСЕГЕИ. — Л., 1978.
12. Уэйджер Л. В., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970.
13. Юшманов В. В. Очаговые куполовидные морфологии востока Алданского щита и их роль в локализации оруденения // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 105—118.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Поступила в редакцию  
6 апреля 1990 г.

УДК 551.24

*В. А. Красилов***ОЧЕРК РОТАЦИОННОЙ ГЕОДИНАМИКИ**

Ротационная модель дает принципиальное объяснение широкому кругу явлений от возникновения разломной сети и буферных подвижных зон между бло-

ками различной плотности до эволюции климата и биоты. Разработка этой модели может способствовать синтезу естественно-научного знания.

Геодинамические теории в науках о Земле выполняют интегрирующую и организующую функции, обобщая массивы разрозненных данных и направляя дальнейшие исследования. Организующая функция настолько важна, что в соревновании между альтернативными геодинамическими моделями критерий достоверности нередко отступает на задний план перед способностью предложить развернутую исследовательскую программу, объединяющую усилия многих специалистов.

Модель литосферных плит продемонстрировала такую способность и сыграла большую организующую роль в развитии морской геологии. Именно это обстоятельство позволяет ей удерживать господствующие позиции, несмотря на неоднократно отмеченные в литературе серьезные теоретические просчеты. В последнее время, однако, наметился кризис теории литосферных плит, ее исследовательская программа оказалась практически исчерпанной, возникла острая необходимость в альтернативной геодинамической модели [34]. Существует ли такая модель? Думаю, что существует.

Опираясь на недавний обстоятельный анализ геотектонических теорий [5], можно заключить, что наиболее популярные модели контракции, расширения Земли, пульсаций, литосферных плит предлагают сугубо гипотетические механизмы, более или менее удовлетворительно объясняющие лишь одну какую-то сторону геодинамических процессов. В отличие от них ротационная модель располагает механизмом, реальность которого не вызывает сомнений со времен Галилея. Без учета ротационных напряжений обойтись невозможно, даже теоретики литосферных плит в последнее время признают их значение, отмечая, в частности, относительно высокую скорость движения плит в низких широтах по

сравнению с высокими широтами [22, 35]. Между тем обсуждение ротационного механизма обычно сводится к констатации его принципиальной важности, в лучшем случае к анализу планетарной трещиноватости. Почему же ротационная теория не получила более широкого признания? Во-первых, в связи с обсуждением мобилистской модели А. Вегенера было показано, что ротационно-инерционные силы недостаточны для перемещения гигантских массивов континентальной коры. Из этого, однако, не следует, что они вообще недостаточны для создания тектонических напряжений, особенно в литосфере, разбитой на блоки еще на ранней стадии ее эволюции. Во-вторых, круг явлений, охватываемых ротационной моделью, до сих пор оставался слишком ограниченным, не открывающим широкого поля деятельности, она не предлагала развернутой исследовательской программы. В настоящей статье я попытался в тезисной форме изложить основные постулаты ротационной теории (частично это было сделано в работах [6, 7, 9]) и наметить области ее применения.

1. Параметры вращения Земли обеспечивают ей устойчивое положение в поле гравитационных взаимодействий между космическими телами. Возмущающие гравитационные воздействия вызывают направленное или периодическое изменение ротационных параметров. По теории приливного торможения в системе Земля — Луна угловая скорость вращения Земли вокруг оси сокращается на 2 мс за 100 лет, испытывая при этом кратковременные (месячные, сезонные) регулярные колебания [12]. Ось вращения обнаруживает периодические колебания относительно орбитальной плоскости и среднего положения полюсов — прецессии и нутации. Вычислена периодичность колебаний эксцентриситета орбиты,

наклона эклиптики и прецессии для последних 5 млн лет [19]. Сведения об эволюции этих и других ротационных параметров в более отдаленном прошлом пока фрагментарны. Данные по регистрирующим структурам роста ископаемых организмов указывают на скачкообразные изменения скорости вращения на границах в протерозое, на границе ордовика и силура, в триасе и мелу [7, 32]. Мезозойские циклотемы отражают периодичность изменения основных факторов седиментогенеза, равную 100, 44 и 25 тыс. лет, т. е. заметно отличающуюся от ротационных периодов позднего кайнозоя [24, 25]. В этой области необходимо дальнейшее накопление данных.

2. По ротационной теории названные выше направленные и периодические процессы играли ведущую роль в формировании первичной фигуры Земли и ее глубинного строения, а также определяли дальнейшую эволюцию земных оболочек. Они служили пусковым механизмом тектономагматических, эвстатических и климатических событий, в результате которых происходило перераспределение масс, изменение плотности и момента инерции геологических тел, в свою очередь вызывавшее смещение оси и ускорение вращения (в частности, факторами ускорения вращения считают таяние полярных ледников и землетрясения [26]). Таким образом в ротационной геодинамике могло осуществляться управление с обратной связью.

3. Ротационная механика формирует фигуру Земли, приближающуюся к эллипсоиду вращения, определяет величину полярного сжатия и экваториального расширения. Любые отклонения оси или изменения угловой скорости вращения деформируют геоид, создавая напряжения, которые разрешаются тектоническими подвижками различного масштаба. Ротационный механизм тектогенеза позволяет постулировать: а) существование планетарной сети разломов и закономерный характер смещений по ним, отвечающий распределению ротационных напряжений по земной поверхности, б) противоположную направленность тектонических процессов в низких и высоких широтах и в) совпадение ротационных и тектонических периодов. Проверка этих положений имеет решающее значение для ротационной теории.

4. Планетарная сеть ортогональных и диагональных разломов находится в хорошем соответствии с теоретически ожидаемой на сфероиде с переменной скоростью вращения. Исследования в этой области, начатые более пятидесяти лет назад [39], успешно развиваются как в нашей стране, так и за рубежом (ограничусь ссылками на недавние работы, в которых читатель найдет более полную библио-

графию [15, 27]). По расчетам [39], ротационные напряжения способны расколоть литосферу вдвое тоньше современной и, следовательно, планетарная сеть глубоких разломов могла возникнуть лишь на ранних стадиях становления земной коры. Действительно, многие разломы этого типа активны с докембрия. Постоянство разломной сети противоречит дрейфу континентов и постоянному обновлению океанической коры. Стоит отметить в этой связи, что океанические разломы в ряде случаев имеют континентальное продолжение (например, Момский грабен — продолжение хребта Гаккеля [2]). Преобладание левосторонних сдвигов по диагональным разломам северо-восточного простирания и правосторонних — северо-западного также соответствует ротационной модели. Ортогональная сеть лучше выражена в низких и высоких, чем в средних, широтах. Так называемые срединные хребты — зияющие трещины океанической коры — состоят из элементов диагональной и ортогональной сети. Так, диагональный участок Северо-Атлантического хребта отделен экваториальной сдвиговой зоной от ортогонального Южно-Атлантического. Этот ороклинальный изгиб в точности повторяется Аравийско-Индийским хребтом, диагональное звено которого параллельно Красноморскому и Танганьика-Малавийскому рифтам, также зияющим [37]. Подобные закономерности, не учитываемые теорией литосферных плит, обретают смысл лишь в контексте ротационной геодинамики.

5. Напряжения растяжения и сжатия распределены широтно, со сменой знака в средних широтах. В северном полушарии сейсмическая активность зон, расположенных севернее и южнее  $40^\circ$  с. ш., находится в противофазе [28]. Ускорение вращения Земли приводит к сжатию полярных областей и расширению экваториальной (замедление — наоборот). Соответственно развитие подвижных поясов низких и высоких широт должно быть антиподальным. Действительно, обнаруживается отчетливая корреляция между основной фазой сжатия каледонского орогена в силуре и началом расширения прото-Тетиса. В меловом периоде, напротив, прогрессирующее сжатие Тетического пояса сопровождалось расширением в Периполярном поясе [7]. Дальнейшее исследование такого рода временных соотношений потребует более точного датирования тектонических событий.

6. Наблюдаемая корреляция частоты землетрясений с 14-месячным чендлеровским циклом миграции полюсов [17, 29] и пиков вулканизма с годовыми максимумами скорости вращения Земли [3] убедительно подтверждает действие ротационного механизма. В геоло-

гической истории наиболее отчетливо выражены циклы тектономагматической активности периодичностью в 30—35 млн лет (почти равные промежутки между невадской, австроальпийской, ларамийской, иллирийской фазами складчатости) и 180 млн лет (мезозойская эра между раннекиммерийской и ларамийской фазами). Первый приблизительно соответствует периоду колебаний Солнечной системы около галактической плоскости [31], а второй — обращению вокруг центра галактики. В том и другом случае Солнечная система подвергается гравитационным воздействиям со стороны скоплений звездного вещества в этих регионах, которые могут повлиять на скорость вращения планет и привести в действие ротационный механизм тектонической активизации.

7. Зависимость между ротационным ускорением и плотностью позволяет объяснить возникновение плотностной дифференциации земного вещества, глубинное строение Земли, происхождение астеносферы и магматических расплавов в литосфере, выявить причинную связь между тектогенезом, эпейрогенезом и геомагнитными событиями, понять природу подвижных поясов земной коры. По ротационной теории, в основе всех этих явлений лежит один и тот же геодинамический механизм — дифференциальное вращение тел различной плотности.

8. Центробежное распределение земного вещества по плотности от центрального ядра до атмосферы свидетельствует о ведущей роли ротационного фактора в формировании макроструктуры Земли. Гравитационный механизм, чаще всего привлекаемый к объяснению плотностной дифференциации, требует для своего включения предварительного сосредоточения массы в ядре, для которого ротационное объяснение представляется наиболее правдоподобным. Дифференциальное вращение концентрических зон различной плотности — наиболее вероятная причина расслоения Земли и образования поверхностей раздела, подобных границам Мохоровичича и Конрада. По-видимому, это верно и для других космических тел: Луна, вращающаяся во много раз медленнее Земли, имеет ядро, составляющее всего 2 % ее массы, в то время как ядро солнца вращается вдвое быстрее его поверхности [33].

9. Приливное торможение вращения Земли возникает в гидросфере, передается литосфере и через нее — внутренним сферам. При передаче торможения через границы сфер различной плотности возникает эффект инерционного проскальзывания, который в случае наиболее отчетливых границ между земной корой и мантией, а также внутри земной коры может служить источником тектонических напряже-

ний, разогрева и частичного плавления вещества. Так, образование астеносферы около 1900—1600 млн лет назад связывают со сближением Земли и Луны [14], расстояние между которыми обратно пропорционально скорости вращения. Мантийные и коровые расплавы, поднимаясь в виде плюмажей к поверхности Земли, переносят момент вращения от внутренних слоев к наружным, уравнивая их угловые скорости и снимая тектоническое напряжение. В этой схеме регуляции тектономагматических циклов приливное торможение играет роль пускового механизма, магматизм — механизма обратной связи, восстанавливающего ротационное равновесие мантии и земной коры.

10. Процессы, аналогичные описанным выше, развиваются на границе ядра и мантии, имеющих различный момент инерции. Ускорение вращения ядра по отношению к мантии рассматривается как наиболее вероятный механизм возникновения дипольного магнитного поля. Установлена корреляция между скоростью вращения планеты вокруг оси и напряженностью ее магнитного поля, сильного у быстро вращающихся Юпитера, Сатурна и Земли, относительно слабого у Марса и Луны, не выраженного у Венеры [11]. Возникающий при изменении скорости вращения планеты эффект проскальзывания между ядром и мантией дестабилизирует магнитное поле, вызывая затухающие колебания напряженности и геомагнитные инверсии. Поскольку тектономагматические и геомагнитные события имеют один и тот же пусковой механизм, совпадение их периодичности, отмечаемое многими исследователями [1, 11, 21, 40], получает естественное объяснение. К этому следует добавить сведения о западном геомагнитном дрефте [23], параллельном западному дрефту литосферы [20] и несомненно имеющем ротационную природу. Таким образом, ротационная модель выявляет причинные связи между тектогенезом и эволюцией магнитного поля.

11. Ротационная геодинамика проясняет также давно привлекающую внимание геологов зависимость между орогенезом и эпейрогенезом. Поднятие и опускание кратонов соответствует фазам тектономагматической активизации подвижных поясов, периодичность тех и других процессов приблизительно совпадает. Трансгрессивно-регрессивные циклы, чередование талассократических и геократических эпох отражают радиальные («вертикальные») колебательные движения кратонов, на которые накладывается действие гляциоэвстатических и гляциоизостатических факторов. Современные геофизические исследования [38] подтверждают синхронность трансгрессий в различных кратонических регионах с учетом ло-

кальных осложнений, связанных с изостатической компенсацией ледников, осадочных толщ, растяжением коры. Чтобы исключить влияние оледенений, обратимся к безледниковому меловому периоду. Вторая половина этого периода ознаменовалась обширными трансгрессиями, захватившими от 1/3 до 2/3 площади континентов, в конце произошла общая регрессия, совпавшая с пиком ларамийского орогенеза. В то время, как  $42 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> современной суши покрывали эпиконтинентальные моря, подводные возвышенности и хребты, погруженные сейчас на глубину около 2700 м, находились вблизи уровня моря, о чем свидетельствуют обнаруженные на них мелководные отложения. Суммарная площадь земной поверхности на отметках от -1 до +1 км была по меньшей мере в два раза больше современной, что означает существенное выполаживание гипсометрической кривой (показывающей распределение площадей по высотным уровням), которая в середине мелового периода по форме приближалась к лунной [7]. Глобальная регрессия на рубеже мела и палеогена была вызвана поднятием континентов и углублением океанов.

Для современной гипсометрической кривой характерны две широкие ступени на уровнях от 0 до 1 км и от -4 до -6 км. Они соответствуют изостатически компенсированной континентальной и океанической коре. Общее объяснение эпейрогенеза, изменяющего форму гипсометрической кривой, связано с плотностной неоднородностью земной коры, континентальные и более плотные океанические плиты которой получают различное центробежное ускорение при колебаниях скорости вращения Земли. Иными словами, уровень изостатической компенсации и, соответственно, контрастность рельефа земной поверхности зависят от скорости вращения планеты. Относительные радиальные (вертикальные) смещения континентальных и океанических плит по краевым разломам вызывают трансгрессии и регрессии. Таким образом, сжатие низкоширотного Тетического пояса (смятие, шарьирование пород) и трансгрессии середины мелового периода имели общую причину — замедление вращения Земли.

12. Под влиянием ротационных сил плиты земной коры различной плотности испытывают не только радиальные, но и латеральные смещения. Относительно однородные массивы континентальной и океанической коры нередко окружены кольцевыми левосторонними или правосторонними зонами, обеспечивающими соответственно правостороннее (например, в случае Сербо-Македонского массива [30]) или левостороннее вращение. В буферных зонах энергия сдвига вызывает плавление и вы-

жимание на поверхность глубинного вещества в виде офиолитовых покровов. Почти сплошные офиолитовые кольца окружают Иранскую (офиолиты Загроса, Сабзеvara, Макрана, Омана), Индийскую (по линии Чаман, Каракорум, Инд-Цангпо, Нага, Аракан-Йома), Южно-Филиппинскую (Рюкю, Тайвань, Лусон, Яп, Кюсю-Палау) и другие плиты, претерпевшие вращение в меловом и более поздних периодах.

13. Наиболее мощный буферный пояс существует на границе плотностных неоднородностей первого порядка — материкового (содержащего основную массу континентальной коры) и океанического тихоокеанского полушарий. Тихий океан окружен практически сплошной правосторонней зоной и кольцом офиолитов различного возраста. Геофизические данные свидетельствуют о развитии астеносферной лнзы в зоне перехода от континента к океану [13]. Непрерывная активность Тихоокеанского подвижного пояса в течение фанерозоя подтверждает постоянный характер напряжений между двумя типами коры. В то же время пояс имеет сложную структуру и содержит относительно обособленные микроплиты, обладающие собственной подвижностью и окруженные буферными зонами второго порядка, в которых преобладают левосторонние сдвиги. Наклон плоскости Тихоокеанского пояса к оси вращения Земли под углом около 23° совпадает с наклоном эклиптики. Это примечательное соответствие указывает на участие ротационных сил в плотностной дифференциации материкового и океанического полушарий. Если положение их границы относительно оси вращения действительно зависит от наклона эклиптики, то периодические колебания последнего выступают в качестве возможного фактора эволюции Тихоокеанского пояса. По этой гипотезе направленное уменьшение наклона эклиптики привело бы к прогрессирующему сокращению океанического полушария и сжатию его буферной зоны.

14. Буферные зоны других океанов менее подвижны, но действительно пассивных континентальных окраин, по-видимому, не существует. Так, обрамляющие пассивное побережье Атлантики возвышенности Агульяс, Сьерра-Льонс, Зеленого мыса, Канарских островов, Мадейра-Тор представляют собой цепь частично погребенных вулканических структур с признаками крупномасштабных тектонических дислокаций. На западе им соответствуют активные в прошлом хребты и дуги Фернанду-ди-Норонья, Барбадос, Хументос, хребет «J». Происхождение срединно-океанических хребтов — сейсмически и вулканически активных зон, пересекающих все океаны — также можно связать с процессами, происходящими

в буферных зонах в результате дифференциального вращения плит различной плотности. Сдвиги по окраинным разломам создают пару сил, раскалывающую тонкую океаническую плиту по системе трещин планетарной сети (см. тезис 4), которые образуют активную зону срединного хребта. Утолщение коры за счет подъема подкоровых масс в зоне срединно-океанического хребта приводит к затуханию тектономагматической активности. К таким «залеченным» расколам, очевидно, относятся активные в мелу и палеогене Восточно-Индийский хребет и система Туамоту-Лайн в Тихом океане. Новые расколы возникают в более тонкой части коры.

15. Ротационную природу имеет асимметрия тектономагматических процессов на западных и восточных окраинах океанов (проявляющаяся, в частности, в развитии вулканических островных дуг западной Пацифики), а также поднятие восточных окраин тектонических блоков, описанное на примере Омолонского, Паннионского и других массивов [4, 16]. Характерная для многих протяженных вулканических структур — наземных поясов, островных дуг, подводных хребтов — миграция вулканизма имеет закономерную направленность с запада на восток (например, в Восточно-Азиатском и Андийском вулканогенных поясах [6, 7]) или в сторону экватора (Восточно-Индийский хребет, Императорский хребет — Гавайи), указывая на совместное действие ротационных сил Кориолиса и Этвеша. Сила Кориолиса зависит от угловой скорости вращения Земли и меняется с широтой. Это проявляется в трансформных сдвигах, амплитуда которых меняется с широтой, достигая резко выраженного максимума в экваториальной зоне наименьших значений кориолисовой силы [10, 36].

16. Глубокое воздействие ротационных факторов на атмосферу, гидросферу и биосферу объясняет согласованность развития внешних оболочек Земли, закономерный параллелизм тектонических, климатических и биотических событий. Наклон эклиптики, эксцентриситет орбиты и скорость вращения вокруг оси определяют распределение тепла по земной поверхности, широтный и сезонный температурные градиенты. Эти закономерности лежат в основе ротационной («астрономической») модели оледенений, получающей все более широкое признание [18].

Вращение Земли контролирует также систему широтных воздушных и связанных с ними океанических течений, периодическое нарушение которой вызывает термические явления типа Эль Ниньо, которые в свою очередь служат причиной температурных аномалий и перераспределения атмосферных осадков. Раз-

нообразны опосредованные климатические эффекты происходящих в связи с ротационной геодинамикой колебаний уровня моря, изменения контрастности рельефа земной поверхности, вулканизма. Изменение полярного сжатия и, соответственно, расширение или сокращение полярных областей с их относительно высоким альбедо само по себе может вызвать похолодание и послужить общей предпосылкой оледенения.

17. Ротационные воздействия на биосферу могут быть как прямыми (изменение силы тяжести, влияющей на ростовые процессы, развитие скелетных образований, морфологию биогенных построек), так и опосредованными, выражающимися в суммарном биологическом эффекте геомагнитных инверсий, колебаний уровня моря, тектономагматических и климатических событий. Распределение суши и моря, освещенность полярных областей, сезонные климатические контрасты, развитие психросферы в океанах, апвеллинги оказывают наиболее существенное влияние на биологическую продуктивность наземных и водных систем, биогенный круговорот веществ, соотношение основных резервуаров углерода — живой массы растений и животных, почвы, карбонатных образований, органического вещества в осадочных породах. Таким образом, в периоды ротационной активизации тектономагматических, геомагнитных, эвстатических и климатических процессов биосфера претерпевает глубокие изменения, затрагивающие трофическую структуру экосистем, дифференциацию экологических ниш, разнообразие животных и растений, определяющие направленность естественного отбора. В этом причина совпадения основных геологических и биологических событий в истории Земли [8]. Ротационная дестабилизация биосферы выражается в упрощении структуры экосистем, сокращении разнообразия за счет вымирания специализированных форм. Проявляются тенденции к ускорению онтогенеза и морфологической редукции, характерные для экологических кризисов. Периодичность кризисов может быть в принципе предсказана на основе ротационной модели, что позволяет использовать ее для долговременного экологического прогнозирования.

Ротационная теория в том виде, в каком она изложена выше, включает ряд взаимосвязанных гипотез, некоторые из которых (разломная сеть, климатические циклы Миланковича) широко известны и относительно хорошо разработаны, другие (подвижные пояса как буферы между плитами различной плотности, получающими различное ротационное ускорение, зависимость гипсометрической кривой от скорости вращения Земли, геомагнитные возмущения и магматизм как результат



ротационного преобразования на границах плотностных неоднородностей в глубинном строении Земли, уравнивание скоростей вращения мантии и литосферы мантийными струями, экваториально-полярный градиент кориолисовой силы как причина образования трансформных разломов, связь ориентировки тетического и тихоокеанского поясов с наклоном эклиптики) находятся в стадии становления. Их проверка и проработка количествен-

ных аспектов — дело будущего. Мной рассмотрена лишь принципиальная схема, позволяющая вовлечь в сферу ротационной теории ряд геологических, географических и биологических проблем, пока не получивших удовлетворительного решения. Ротационная геодинамика может, таким образом, способствовать выработке целостного представления об эволюции земной коры и биосферы, синтезу естественно-научного знания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Апарин В. П., Веденков В. С. Хронологическая согласованность палеомагнитных и тектонических перестроек в фанерозое и докембрии // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 232, № 6.— С. 1380—1382.
2. Артемов А. В., Иванов И. Ю. Геологическое строение Момского континентального рифта // Геотектоника.— 1988.— № 2.— С. 102—107.
3. Белов С. В. О периодичности современного вулканизма Земли // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 291, № 2.— С. 424—422.
4. Довгаль Ю. М., Федорин Я. В. Историко-структурные и структурно-геоморфологические закономерности строения и развития Паннонского, Хозараджатского и Кольмо-Омолонского срединных массивов // Геологич. журн.— 1988.— № 2.— С. 15—22.
5. Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметки 2—4 // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 3.— С. 121—128; № 4.— С. 117—120; № 6.— С. 118—122.
6. Красилов В. А. Тектоника плит и ротационный режим планеты // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 1.— С. 74—82.
7. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы.— М.: Наука, 1985.
8. Красилов В. А. Периодичность развития органического мира // Палеонтол. журн.— 1987.— № 5.— С. 9—15.
9. Красилов В. А., Зубаков В. А., Шульдинер В. И. и др. Экостратиграфия. Теория и методы/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.
10. Краузе Д. К. Экваториальная зона сдвига // Система рифтов Земли.— М.: Мир, 1970.— С. 250—278.
11. Никишин А. М., Лейбов М. Б. О корреляции эпох тектонической истории Земли с изменениями ее магнитного поля // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 207, № 1.— С. 167—170.
12. Парийский Н. Н. О нерегулярных изменениях скорости вращения Земли и их связи с деформациями Земли и изменениями силы тяжести // Проблемы расширения и пульсации Земли.— М.: Наука, 1984.— С. 84—93.
13. Родников А. Г. Глубинное строение окраинных морей западной части Тихого океана и гидротермальная деятельность // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 2.— С. 11—14.
14. Салон Л. И. Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже раннего и позднего докембрия и лунно-земные связи // Сов. геология.— 1987.— № 1.— С. 77—85.
15. Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры.— Киев: Наук. думка, 1977.
16. Чебаненко И. И., Федорин Я. В. Об изменении полярного сжатия Земли и его временной связи с геотектоническими циклами в фанерозое // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 274, № 5.— С. 907—909.
17. Чепищубов А. В. Сейсмичность и гипотеза об одновременности фаз тектогенеза // Там же.— 1983.— Т. 273, № 3.— С. 691—694.
18. Berger A. L. Support for astronomical theory of climatic change // Nature.— 1977.— V. 269.— P. 44—45.
19. Berger A. L. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // Quat. Res.— 1978.— V. 9.— P. 139—167.
20. Bostrom R. C. Westward displacement of lithosphere // Nature.— 1971.— V. 234.— P. 536—538.
21. Goodacre A. K. An intriguing empirical correlation between the Earth's magnetic field and plate motions // Phys. Earth Plan. Inter.— 1987.— V. 49.— P. 3—5.
22. Hamilton W. B. Plate tectonics and island arcs // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1988.— V. 100.— P. 1503—1527.
23. Hodder M. Geomagnetic westward drift using the correlation coefficient // Nature.— 1983.— V. 301.— P. 136—137.
24. Kerr R. A. Milankovitch climate cycles through the ages // Science.— 1987.— V. 235.— P. 973—975.
25. Laferriere A. P., Hattin D. E., Archer A. W. Effects of climate, tectonics, and sea-level changes on rhythmic bedding pattern in the Niobrara Formation (Upper Cretaceous), U. S. Western Interior // Geology.— 1987.— V. 15.— P. 233—236.
26. Maddox J. Earthquakes and the Earth's rotation // Nature.— 1988.— V. 332.— P. 11.
27. Melosh H. J. Global tectonics of a despun planet // Icarus.— 1977.— V. 31.— P. 221—243.
28. Mogi K. Global variation of seismic activity // Tectonophys.— 1979.— V. 57.— P. 43—50.
29. Munk W. H., MacDonald G. I. F. The rotation of the Earth, a geophysical discussion.— Cambridge Univ. Press, 1960.
30. Pavlides S. B., Kondopoulou D. P., Kiliias A. A. et al. Complex rotational deformation of the Serbo-Macedonian massif (north Greece): structural and paleomagnetic evidence // Tectonophys.— 1988.— V. 14.— P. 329—335.
31. Rampino M. R., Strothers R. B. Terrestrial mass extinctions, cometary impacts and the Sun's motion perpendicular to the galactic plane // Nature.— 1984.— V. 308.— P. 709—711.
32. Rosenberg G. D. Growth rhythms in the Late Ordovician of South-eastern Indiana // Paleobiology.— 1982.— V. 84.— P. 389—401.
33. Rosner R., Weiss N. O. Differential rotation and magnetic torques in the interior of the Sun // Nature.— 1985.— V. 317.— P. 790—793.
34. Saul V. A. Wanted: alternatives to plate tectonics // Geology.— 1988.— V. 14.— P. 536.
35. Solomon S. C., Sleep N. H., Richardson R. M. On the forces driving plate tectonics — inferences from absolute plate velocities and intraplate stress // Roy. Astron. Soc. Geophys. Jour.— 1975.— V. 42.— P. 769—801.

36. *Tanner W. F.* The equatorial "maximum deformation" belt // *Geol. Rundsch.*—1964.—Bd. 53.—P. 779—788.
37. *Tiercelin J. J., Chorowicz J., Bellon H. et al.* East African Rift System: offset, age and tectonic significance of the Tanganyika — Rukwa — Malawi intercontinental transcurrent fault zone // *Tectonophys.*—1988.—V. 148.—P. 241—252.
38. *Veil P. R., Mitchum R. M., Thompson S.* Global cycles and relative changes of the sea level // *Bull. Amer. Petrol. Geol.*—1977.—V. 26.—P. 83—97.
39. *Vening-Meinesz F. A.* Shear pattern of Earth crust // *Trans. Geophys. Union.*—1947.—V. 28.—P. 1—161.
40. *Yukatake T.* Effects of the change in the geomagnetic dipole moment and the rate of the Earth's rotation // *Rotation of the Earth.*—Dordrecht: Reidel, 1972.—P. 218—230.

БПИ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
8 июня 1989 г.

УДК 551.24.01

*А. Е. Шлезингер***ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ БАСЕЙНЫ И БАСЕЙНЫ МИРОВОГО ОКЕАНА**

Геосинклинальные бассейны характеризовались исключительно высокой тепловой энергией недр, а бассейны Мирового океана, напротив, являлись значительно более холодными участками земной коры. Только первые из них превращались в фанерозойские

В настоящее время большинство специалистов в области наук о Земле, особенно за рубежом, оказалось частично или полностью от геосинклинальной терминологии складчатых поясов, вводя актуалистические понятия [5, 6, 9, 16]. Под натиском плейттектонических разработок учение о геосинклиналях в настоящее время существенно утратило свою значимость, поскольку они рассматриваются как части структур Мирового океана. Но так ли это? Действительно ли, что геосинклинали как самостоятельные структуры земной коры не существуют? Для объективного рассмотрения поставленных вопросов необходимо остановиться на современных методах тектонического анализа.

Плейттектоника последовательно использует принципы актуализма и резко усилила их значимость при геологических исследованиях. При изучении геологических объектов стали выделять различные морфоструктуры современного лица Земли. Например, в складчатых поясах в палеотектоническом плане намечаются краевые моря, островные дуги, континентальные склоны и т. д. Геологическая летопись, запечатленная в мощностях горных пород, практически при этом не используется. Однако тектоника является историко-геологической дисциплиной. Она изучает движения и создаваемые ими деформации. Поэтому применение в тектонике таких понятий как шельф, краевое море, островная дуга и т. д. не раскрывает характера движений, а, следовательно, не решает поставленных перед ней задач. Например, В. Е. Хайн [16] сопоставляет палеотектонические и геоморфологические элементы геосинклинальных областей. Мيوгеосинклиналь он предлагает называть с актуалистических позиций внешним шельфом, но ведь внешние шельфы в истори-

кладчатые системы и пояса. Более холодные и жесткие участки Мирового океана не подвергались скучиванию, и на их месте не возникали складчатые системы и пояса.

чемском плане совершенно разные. Многие из них длительно (десятки и сотни миллионов лет) не испытывали никаких погружений и в их пределах не накапливались осадки. Как же их можно отождествлять с мيوгеосинклиналями, для которых характерны многокилометровые толщи горных пород, образовавшихся за счет интенсивного прогибания?

В пределах современных морфоструктурных элементов Земли по летописи слагающих их горных пород могут быть намечены различные тектонические структуры, созданные генетически разными движениями земной коры, имеющими свой терминологический (исторический) язык, например, платформенные прогибы и поднятия, складчатые комплексы мيوгеосинклиналей и т. д. Актуалистическая терминология не раскрывает сущности тектонических процессов. Особенно недопустимо смешивание актуалистических и историко-геологических понятий, к примеру, одновременное употребление таких понятий как шельф и платформенный прогиб приводит к терминологической чехарде. Надо сказать, что современные актуалистические понятия, применяемые для расфигурки складчатых поясов для додеформационных этапов развития, употребляются одновременно с чистыми тектоническими понятиями, восстанавливаемыми по геологической летописи. Таким образом постседиментационная тектоника земной коры практически всеми изучается с историко-геологических позиций и для нее употребляется единая структурная терминология.

Можно ли применять актуалистический подход и терминологию в тектонике? Конечно, можно и даже нужно. Но он должен идти вслед за историко-геологическим анализом и геологической летописью и быть подчиненным

ему. Например, знание по геологической летописи основных закономерностей строения и развития современных глубоководных внутренних и краевых морей позволяет выделить их в самостоятельный класс структурных элементов Земли и соответственно намечать их ископаемые палеоаналоги. Тектоническое значение имеют горные системы континентов, срединно-океанические хребты, первичные тектонические континентальные и островные склоны и другие крупные морфоструктуры Земли. В то же время такие элементы современного лика Земли как шельфы, низменные равнины, острова и другие формы свойственны разным классам тектонических структур и, следовательно, не могут употребляться в тектонической терминологии. Они могут определять только палеогеографическую обстановку развития тектонических структур.

Деформационное строение и развитие складчатых фанерозойских поясов суши восстанавливается в основном по вещественному составу пород [4, 8, 11, 21]. По нему ведется сравнение с разрезами горных пород современного Мирового океана и по сходству пород проводятся актуалистические реконструкции, т. е. намечаются латеральные и возрастные геоморфологические элементы типа океанических котловин, краевых и внутренних морей, островных дуг, шельфов и других форм. Вещественный состав пород является лишь косвенным индикатором тектонических движений. Однако и по нему собран большой материал, показывающий существенные отличия разрезов современного Мирового океана от складчатых фанерозойских поясов суши [10, 17—20]. С. В. Руженцев [10] в связи с этим выделяет палеозойские и раннемезозойские подвижные (складчатые) пояса в качестве палеоокеанов. П. П. Тимофеев и др. [12—15] по анализу вещественного состава пород доказывают отсутствие океанических осадков в пределах палеозойских складчатых поясов.

Значительно точнее восстанавливаются тектонические движения по мощностям, их градиентам и формам геологических тел. В пределах Мирового океана они, для осадочного чехла, надежно изучены по данным сейсмостратиграфии. Большинство современных краевых и внутренних морей и океанических котловин представляют глубоководные осадочные бассейны, ограниченные современными и погребенными континентальными и островными склонами (палеосклонами). Осадочным чехлом в глубоководных бассейнах захороняется отрицательный палеорельеф. Его слои повсеместно испытывают прислонение к поверхности подстилающего субстрата дна бассейна. В строении осадочного чехла краевых и внутренних морей и океанических котловин принимают

участие три генетических комплекса пород [22]. Латеральный комплекс заполнения складывается терригенными отложениями и характеризуется параллельно залегающими слоями. Его мощность достигает многих километров. Со стороны поступления обломочного материала образуются клиноформы, обращенные раструбом в сторону бассейна. На крутых склонах обрамления краевых и внутренних морей и океанических котловин и за пределами поступления обломочного материала слои латерального комплекса заполнения примыкают к поверхности подстилающего субстрата. Изменение мощностей латерального комплекса заполнения происходит преимущественно за счет неровностей палеорельефа дна бассейна и в зонах обрамления глубоководных бассейнов. Только во внутренних зонах океанических котловин его утонение вызвано нехваткой терригенного обломочного материала. Формирование латерального комплекса заполнения происходило преимущественно за счет течения осадков под действием гравитации. Вследствие этого они первоначально заполняли наиболее пониженные участки дна бассейна и испытывали прислонение к его неровностям.

По периферии глубоководных бассейнов получает распространение комплекс бокового наращивания. Он состоит из вытянутых вдоль склонов клиноформ или перпендикулярных к склонам подводных конусов выноса. Клиноформы и подводные конусы выноса представляют быстро выклинивающиеся по падению (подошвенное прилегание) и восстанию (кровельное прилегание) тела. Их мощность, обычно, достигает первых сотен метров, а протяженность в поперечнике — десятков километров.

Третий генетический комплекс глубоководных бассейнов Мирового океана образуют гидrogenные (частица за частицу) отложения. Он создается во время затухания работы источников сноса (депрессивные и бассейновые отложения) или во внутренних зонах океанов, куда не доходит терригенный обломочный материал латерального комплекса заполнения. Для него характерна латеральная выдержанность и незначительная (обычно до первых сотен метров) мощность конденсированных отложений. Слои гидrogenного комплекса иногда облекают подводный рельеф бассейна. Но часто за счет гравитационного стекания осадков наблюдается прислонение слоев к неровностям рельефа подстилающего субстрата.

Геологическая летопись слоев осадочно-глубоководных бассейнов Мирового океана доказывает, что они пассивно захороняли готовый тектонический палеорельеф. Тектонические движения имели импульсивный характер и приводили к постседиментационным деформациям слоев и изменениям палеоглубин бассейнов.

Активные конседиментационные тектонические движения отсутствовали.

В фанерозойских складчатых поясах континентов додеформационная геологическая летопись горных пород восстанавливается конечно хуже, чем в пределах дна Мирового океана. Однако принципиально параметры для сравнительного анализа мощностей, их градиентов и форм геологических тел намечаются достаточно объективно. Проведенные в последние годы И. В. Архиповым [1—3] исследования Альпийского складчатого пояса позволили восстановить в нем ряд додеформационных осадочно-вулканогенных бассейнов. Они характеризуются значительными мощностями и их резкими изменениями. Никаких признаков доседиментационного палеорельефа, прислоняющихся слоев, клиноформ не обнаружено. Булканогенно-осадочные бассейны Альпийского складчатого пояса создавались за счет интенсивного тектонического прогибания. Во время ослабления поступления обломочного материала с источников сноса происходило накопление относительно маломощных конденсированных осадков и резкое углубление дна бассейнов.

В палеогеографическом отношении они достигали морских или даже океанических глубин. Геосинклинальные бассейны и бассейны Мирового океана представляют принципиально разные тектонические структуры земной коры. Первые из них характеризовались исключительно высоким разогревом недр. Они развивались в процессе интенсивных дифференцированных нисходящих вертикальных тектонических движений. Хотя, вероятно, в основном они явились производными от растяжения. Текто-

нические движения привели к формированию мощных осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов горных пород, имеющих резкие градиенты толщин и быстрые смены фациального облика. Напротив, бассейны Мирового океана имели значительно более холодную консолидированную литосферу. Они в большинстве случаев создавались кратковременными опусканиями, образующими отрицательный рельеф, который затем пассивно захоронился осадками. Геосинклинальные бассейны развивались в условиях высокого разогрева их недр. Отсюда интенсивные процессы регионального метаморфизма, метасоматоза, магматизма. Ничего подобного в осадочных бассейнах Мирового океана не происходило. Поэтому только геосинклинальные бассейны в силу своей подвижности превращались в фанерозойские складчатые системы и пояса. Более холодные жесткие участки Мирового океана не подвергались скучиванию и на их месте не возникли складчатые системы и пояса. О тупиковом развитии океанов и невозможности их превращения в складчатые системы свидетельствуют и последние разработки В. Н. Ларина [7].

Геосинклинальные бассейны, превратившиеся в складчатые системы и пояса современных горных сооружений континентов и островных дуг, представляют самостоятельные структурные элементы земной коры, равные по рангу платформам, глубоководным бассейнам краевых и внутренних морей, периокеаническим бассейнам и другим. Учение о геосинклиналях, являющееся одной из фундаментальных основ геотектоники, требует дальнейшего совершенствования и развития.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов И. В. Мезозойские прогибы Динарид и Эллинид // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1987.— № 9.— С. 13—27.
2. Архипов И. В. Офиолиты области мезотетис: фрагменты единого океана или систем глубоководных прогибов? // Бюл. МОИП, отд. геол.— 1987.— Т. 62, вып. 5.— С. 8—23.
3. Архипов И. В. Структура мезозойских осадочных бассейнов в Ирано-Афганском секторе Альпийской складчатой области // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1989.— № 1.— С. 3—20.
4. Дергунов А. Б. Строение и развитие каледонид Центральной Азии (Алтае-Саянская область и Западная Монголия): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук/Геол. ин-т АН СССР.— М., 1986.
5. Зоненшайн Л. П. Покупение на геосинклиналь // Знание — сила.— 1983.— № 2.— С. 20—22.
6. Зоненшайн Л. П. Тектоника плит и геосинклинали // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск, 1984.— С. 6—14.
7. Ларин В. Н. Гипотеза изначальной гидридной земли.— М.: Недра, 1980.
8. Пучков В. Н. Баггальные комплексы апассивных окраин геосинклинальных областей.— М.: Наука, 1979.
9. Пушаровский Ю. М. Судьба учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма // Геотектоника.— 1987.— № 2.— С. 3—13.
10. Руженцев С. В. Океаны и палеоокеаны // Труды Геол. ин-та АН СССР.— 1984.— Вып. 338.— С. 13—26.
11. Соколов С. Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук/Геол. ин-т АН СССР.— М., 1988.
12. Тимофеев П. П., Холодов В. Н. Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли // 27-й Международный геологический конгресс. Литология (осадочные породы). Докл. Т. 4.— М.: Наука, 1984.— С. 99—111.
13. Тимофеев П. П., Холодов В. Н. К проблеме существования океанов в истории Земли // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 276, № 3.— С. 689—692.
14. Тимофеев П. П., Холодов В. Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 7.— С. 10—34.
15. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полезн. ископаемые.— 1983.— № 5.— С. 3—23.
16. Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит // Геотектоника.— 1986.— № 5.— С. 3—12.
17. Хворова И. В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее

- сравнение с седиментацией в современных океанах // 27-й Международный Геологический конгресс. Докл. Т. 6. ч. I.— М.: Наука, 1984.— С. 3—8.
18. *Хворова И. В.* Особенности седиментации в Индонезийской геосинклинальной области. Сообщение 2. Позднекайнозойские и современные морские отложения и условия их образования // Литология и полезн. ископаемые.— 1989.— № 4.— С. 3—16.
19. *Хворова И. В., Руженцев С. В.* Сравнение палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океанов // Литология и полезн. ископаемые.— 1985.— № 5.— С. 3—15.
20. *Хворова И. В., Руженцев С. В.* Сравнение отложенных палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей // Там же.— 1986.— № 2.— С. 25—36.
21. *Хераскова Т. Н.* Формации начальных этапов развития геосинклиналей (на примере каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук/Геол. ин-т АН СССР.— М., 1983.
22. *Плазгингер А. Е.* Комплексы пород седиментационных ловушек по материалам сейсморазведки // Геология и геофизика.— 1987.— № 1.— С. 18—19.

ГИН АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
1 марта 1990 г.

УДК 551.243

*Л. М. Плотников, И. Д. Македон, В. М. Васильев***МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУР  
СЛОЖНОСКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ**

Повышение достоверности структурных построений, выполняемых при исследовании районов неоднократного проявления складчатых движений, может быть достигнуто на основе понимания ведущей роли в процессах складкообразования механизма сдвигового пластического течения вещества слоистых толщ в направлениях, секущих слоистость. Разнообразные пликативные структуры, образованные действием этого механизма (в том числе и в случаях неоднократных различно ориентированных его проявлений), могут моделироваться с помощью ЭВМ. В отдельных случаях возможно прямое моделирование трехмерных структур

Одной из главных причин, сдерживающих рост эффективности геологических съемок, прогнозирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, является в настоящее время низкий уровень достоверности структурных построений, выполняемых в районах сложного строения, т. е. в подавляющем большинстве рудных и в некоторой части нефтегазоносных районов. В таких районах выполняемые при построении геологических разрезов экстраполяции на глубину структурных соотношений, наблюдаемых на поверхности, весьма субъективны. Как отмечает автор книги «Земля», «...даже если два опытейших геолога составят почти одинаковые карты района, выводы их относительно изученных трехмерных структур будут значительно отличаться, хотя они могут быть в равной степени обоснованными» [5, с. 150]. К этому следует добавить, что в районах сложного строения последующее бурение в большинстве случаев не подтвердит ни одной из предложенных моделей, что фактические разрезы скважин будут весьма существенно отличаться от обоих проектных вариантов, что правильнее в этом случае говорить о равной степени необоснованности построений.

В целом экстраполяции на глубину разрезов районов сложного строения предстают в настоящее время в качестве одного из самых узких мест геологической науки и практики. Существование этого узкого места обуславливает низ-

кую производительность затрат на проведение в таких районах геологических съемок и поисков месторождений полезных ископаемых, на изучение глубинного строения земной коры и другие исследования.

В описанной ситуации наглядно отражается недостаточное понимание основных закономерностей структурообразования в земной коре, свойственное современной геологии. Между тем в геологической науке существуют предпосылки, необходимые для поднятия этого понимания на качественно новый уровень, обеспечивающий возможность построения геологических разрезов, объективно отражающих действительность, в районах достаточно сложного строения, а не только в пределах платформенных чехлов или простейших складчатых систем.

Начало упомянутым предпосылкам заложил В. Шмидт [13], установивший, что возникновение многих наблюдаемых складчатых структур обусловлено не продольным изгибом слоев или толщ, образующих складки, как до сих пор представляется большинству исследователей, а реализацией в слоистых образованиях неоднородного простого сдвига, приуроченного к пластообразным зонам, секущим исходную слоистость вмещающих геологических тел.

Здесь и далее термин «сдвиг» употребляется в значении, придаваемом ему в механике. В геологии термин «сдвиг» традиционно применяется для обозначения частного случая

проявления сдвиговой деформации, характеризующегося горизонтальным направлением векторов относительных смещений частей деформируемого тела при вертикальном или наклонном положении поверхностей смещения. Различие значений этого термина в геологии и механике создает определенные затруднения при рассмотрении вопросов механики геологических тел. Названные затруднения могут быть устранены путем обозначения упомянутого частного случая термином «горизонтальный сдвиг», отражающим особенности этого случая и его положение в общей системе сдвиговых деформаций геологических тел, в целом характеризующихся разнообразными пространственными ориентировками поверхностей и векторов смещений. Необходимость такого уточнения геологической терминологии осознана уже значительной частью исследователей [3].

Несколько позже В. Шмидта ряд исследователей (М. А. Био, Е. И. Паталаха и др.) отказались от признания универсальной роли изгиба с позиций реологии, называя механизм складкообразования, описанный В. Шмидтом, механизмом ламинарного течения горных пород. Отсюда же следует представление о пластобразных зонах течения пород как о тектоническом потоке, развиваемое Е. И. Паталахой [7] и другими исследователями.

В сущности, отличие представлений упомянутых исследователей от представлений В. Шмидта исчерпывается различиями используемой терминологии. Учение о деформациях (сопротивлении материалов), на которое опирался В. Шмидт, не исключает пластического течения вещества при любых деформациях. А принадлежность рассматриваемой деформации к простому сдвигу предопределяет ламинарный характер этого течения. Другими словами, ламинарное течение в гидродинамике — простой сдвиг, осуществляющийся в жидкости, а в реологии — при пластическом течении вещества твердых тел.

В настоящее время среди исследователей, специально занимающихся вопросами структурной геологии, представление о важной роли сдвигового механизма деформации (как бы они при этом ни назывался) в образовании складчатых структур земной коры практически общепризнано. Значительная часть этих исследователей полагает сдвиговое пластическое течение толщ горных пород ведущим механизмом складкообразования. При этом, разумеется, не отрицается существование складчатых структур продольного изгиба. Напротив, понимание действия механизма сдвиговой деформации в разнообразных обстановках позволяет найти простое объяснение возникновению как складок продольного изгиба, так и структур будинаж, фиксирующих продольное сжатие или

продольное растяжение отдельных слоев или толщ.

Как видно на рис. 1, и продольное сжатие слоя, и его продольное растяжение могут быть связаны с осуществлением сдвигового смещения более крупного масштаба, захватывающего вмещающую рассматриваемый слой толщу. Необходимым условием при этом является существенное превышение вязкости захватываемого слоя (т. е. сопротивления его веществу сдвигу), определяющей степень его компетентности, относительно вязкости вмещающей толщи. Нетрудно понять, что дальнейшее развитие сдвиговой деформации, отраженной на рис. 1, а, поведет к растяжению компетентного слоя и, соответственно, к разделению ранее образованной складчатой его структуры на блоки, в той или иной мере удаленные друг от друга. Если в начале деформации, отраженной на этом рисунке, разность вязкостей компетентного слоя и вмещающих пород окажется несколько меньше ее значения, разрешающего изгиб слоя, последний вместо складок изгиба образует структуру будинаж продольного сплющивания. Тогда при продолжении деформации будут раздвигаться не блоки складчатой структуры, а будины. При небольшом различии вязкостей компетентного слоя и вмещающей массы в случае деформации, отраженной на рис. 1, б, будины будут разделены не трещинами отрыва, а межбудинными пережимами (шейками).

Важно понять, что в зонах реализации сдвига, секущего неоднородно-слоистые образования, возникают локальные поля продольного сжатия или растяжения отдельных слоев. При этом поступательное развитие сдвига может обусловить смену сжатия слоя его растяжением. Если к тому же учесть, что зоны простого сдвига (тем или иным образом распределенного скальвания), в том числе выраженные складками простого сдвига, отражают реакцию рассекаемого ими геологического тела большего размера (к примеру, литосферной плиты) на сжатие или растяжение, а сжатие или растяжение слоев внутри зон может породить рассекающие эти слои сдвиговые зоны меньшего размера, станет очевидным проявление в ходе структурообразования в земной коре многоуровневых силовых полей, в которых при переходе от одного уровня к другому может реализоваться и реализуется смена обстановок сдвига обстановками сжатия или растяжения и наоборот.

Понимание отмеченных выше закономерностей обеспечивает возможность обоснованного и достаточно строгого (с применением числа и меры) установления кинематики и отчасти (в качественном выражении) динамики формирования множества разнообразных наблюдаемых структур различной степени сложности.



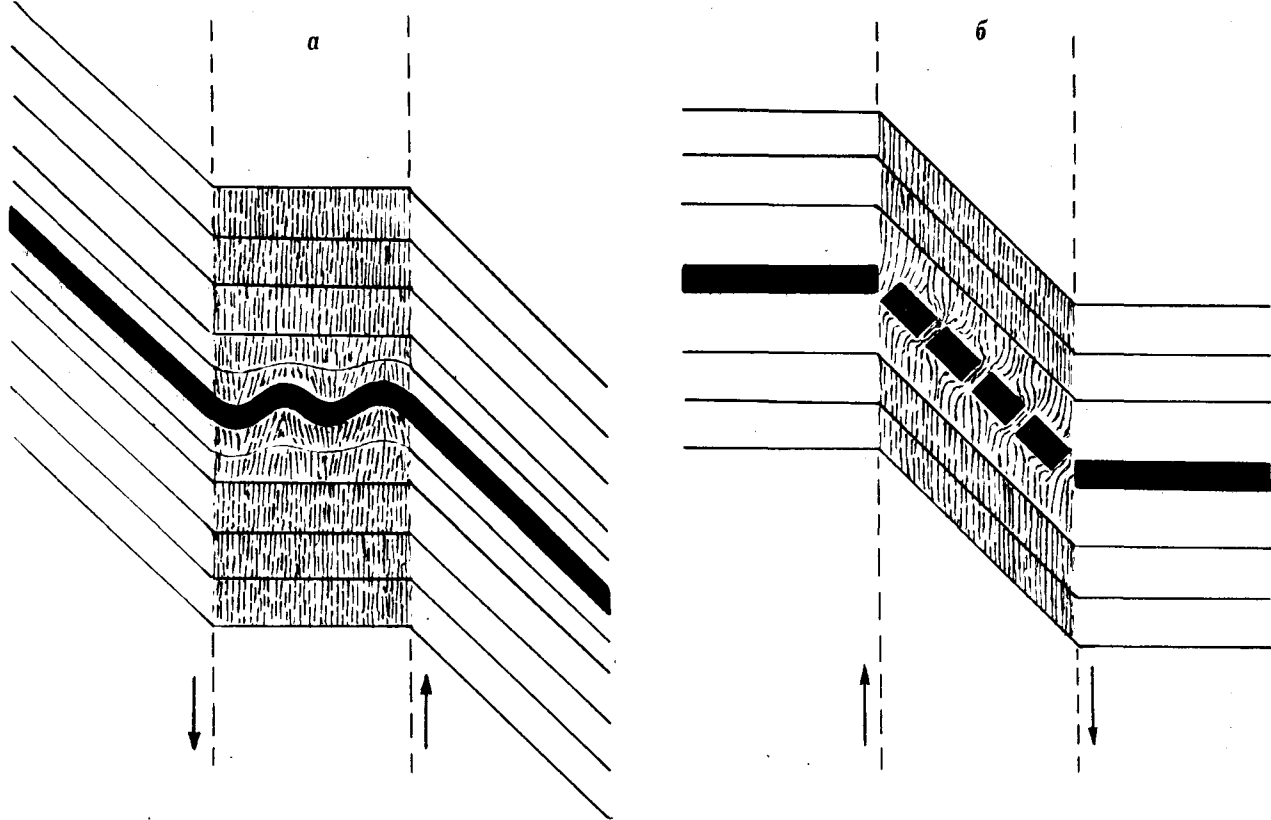


Рис. 1. Реакции компетентного слоя на сдвиговые деформации вмещающей толщи: а — возникновение складок продольного изгиба, б — возникновение блоковой структуры будиная.

Как можно видеть из рис. 1, зависимости здесь достаточно жесткие. Очевидна, в частности, зависимость степени деформированности компетентного слоя (амплитуд образуемых им складок) на рис. 1, а от величины сдвигового смещения и от значения угла сечения слоистости сдвигом в исходном положении. Рост складок прекратится, когда величина этого угла в зоне достигнет  $90^\circ$ . Очевидна также зависимость от этих величин расстояний между блоками компетентного слоя на рис. 1, б. Продольные размеры складок и блоков зависят, как это давно установлено эмпирически многими исследователями, от мощности слоя.

Наличие в природе наглядных проявлений и складчатых структур продольного изгиба, характеризующихся выдержанностью нормальных мощностей слоев (концентрические складки), и складчатых структур простого сдвига, характеризующихся выдержанностью осевых мощностей слоев (подобные складки), поддерживает расхождение во мнениях геологов о преимущественной роли того или иного из проявленных в этих структурах механизмов складкообразования. Вместе с тем, вне поля зрения обычно остается то обстоятельство, что значительная часть наблюдаемых складчатых структур не соответствует ни одному из учи-

тываемых механизмов. Во многих складчатых структурах не выдерживаются ни нормальные, ни осевые мощности слоев. Искривления подошвы слоев не соответствуют искривлениям их кровли. Вся структура оказывается в той или иной степени дисгармоничной. Между тем, еще А. Надаи заложены основы понимания механизма образования весьма разнообразных по форме дисгармоничных структур, возникающих в случаях пересечения (наложения) разновозрастных и различно ориентированных зон простого сдвига. В частности, им построена графическая модель пересечения двух флексурных зон (рис. 2), сопровождаемая замечанием, что «Неопытному наблюдателю такие искривленные профили наслоений, видимые в нормальных сечениях, кажутся на первый взгляд загадочными, тогда как в действительности их кинематическая история может оказаться простой» [6, с. 750].

Справедливость этого замечания А. Надаи наглядно подтверждается сравнением построенной им модели с изображением реальной структуры, наблюдаемой в кайнозойских отложениях хребта Петра Первого (рис. 3). По данным наблюдений над залеганием слоев в пределах этой структуры, сечение ее, представленное на фотографии, близко к профиль-

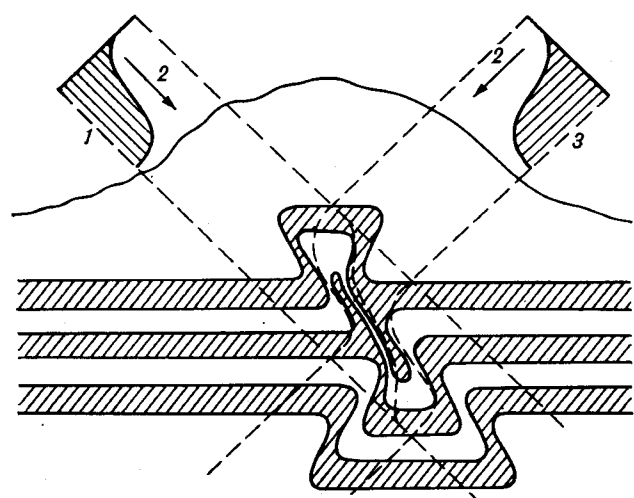


Рис. 2. Деформация совокупности параллельных пластов (слоев) в результате двух последовательных сдвигов в двух пересекающихся направлениях (по [6]). 1 — величина второго смещения; 2 — направление сдвига, 3 — величина первого смещения.

ному. Нетрудно видеть, что наблюдаемая структура весьма близко соответствует фрагменту (нижней части) модели, построенной А. Надаи. Несколько изменив параметры пересекающихся флексур, можно достичь полного соответствия модели наблюдаемой структуре. Так что механизм образования этой достаточно экзотической структуры получает простое и естественное объяснение.

В развитие представлений А. Надаи одним из авторов настоящей статьи было выполнено графическое моделирование некоторых вариаций строения участков пересечения флексур в зависимости от ориентировки флексур относительно положения слоистости в исходной модели, направлений и величин смещений в флексурах и от последовательности развития пересекающихся флексур [9]. Этим моделированием был воспроизведен ряд нередко наблюдаемых в природе структурных соотношений, обычно служащих основанием для ошибочных представлений о механизме и истории их возникновения. В частности, наблюдая соотношения, соответствующие внутреннему фрагменту модели, представленной на рис. 4 (—1), т. е. налегание по горизонтальной или субгоризонтальной поверхности древних отложений на молодые, обычно предполагают, что древние породы перемещены (шарьированы) по горизонтальной поверхности в место их нахождения откуда-то издалека. При значительной эродированности структуры и отсутствии достоверных данных о ее строении на глубине такое предположение представляется не имеющим альтернативы. Между тем, как видно из модели, дело может обстоять значительно проще.

В последнее время, в связи с появлением и внедрением в практику научных исследований быстродействующих ЭВМ возникла возможность математического моделирования обширного круга структур, образующихся в результате пересечений разнообразных структур простого сдвига: пересечения складчатых зон с одинаковыми или различными размерами (длинами волн и амплитудами) складок, с одинаковыми или различными поперечными размерами зон, числами складок в них и формами складок; пересечений складчатых зон флексурами, флексур складчатыми зонами и т. д.

За рубежом эта возможность в настоящее время активно используется с помощью компьютеров четвертого поколения, допускающих задание характера деформации в пересекающихся зонах простого сдвига в графическом виде [14].

Во ВСЕГЕИ И. Д. Македоном разработана программа математического моделирования структур простого сдвига и их пересечений, в которой характер деформации в зонах сдвига задается в виде аналитического выражения функции распределения смещений в зоне, что позволяет осуществлять моделирование с помощью ЭВМ любого поколения [10]. При составлении программы использован набор видов функций, выявленный предшествующим графоаналитическим исследованием структур простого сдвига, не осложненных их пересечениями [8], и учтены выявленные тем же исследованием возможности вариаций численных значений параметров, определяющих индивидуальные особенности структур. Программой предусмотрена возможность моделирования пересечений до трех разновозрастных зон и соответственно до трех этапов деформации участков их пересечения (рис. 5).

В отличие от работ зарубежных исследователей при таком моделировании кроме внутреннего строения пересекающихся зон воспроизводятся также их сочленения с участками, не захваченными деформацией. Это существенно повышает информативность моделирования, поскольку в моделях находят отражение направления и величины смещений блоков, разделенных зонами, что обеспечивает возможность достаточно строгого построения палинспастических реконструкций природных аналогов моделей.

Моделированием, выполняемым с помощью ЭВМ ЕС-1033 с выводом на графопостроитель, с высокой степенью соответствия воспроизводятся многие наблюдаемые в природе экзотические структуры, часть которых неоднократно описывалась и обсуждалась в геологической литературе.

В частности, в центральной части модели, представленной на рис. 5, б, воспроизведены



Рис. 3. Складка в кайнозойских отложениях хребта Петра Первого. Фото Г. А. Михеева.

структурные соотношения, часто наблюдаемые в мелких структурах сложнодислоцированных, преимущественно докембрийских образований и справедливо трактуемые как результат наложения складчатости поздней генерации ( $F_2$ ) на образованные ранее складки первой генерации ( $F_1$ ). Наблюдаемые в участках пересечения складчатых зон особенности складок  $F_1$ , сильная их «сжатость» и конформность искривления их осевых поверхностей складкам  $F_2$  создают у части исследователей представление об изначальной сильной сжатости складок  $F_1$  и субгоризонтальном исходном положении их осевых плоскостей. Отсюда следует заключение об особых условиях начального этапа формирования складчатых систем, о возникновении на этом этапе сильно сжатых лежащих складок. Это представление наглядно отражено на рис. 6, заимствованном из работы В. С. Буртмана [4].

Как можно видеть из рис. 5, 6, на самом деле отмеченные особенности складки  $F_1$  приобретают в процессе складчатости  $F_2$ . За пределами зоны ее проявления они имеют характер вполне обычных складок простого сдвига. Исходный наклон их осевых плоскостей также вполне обычный, часто наблюдаемый в различных складчатых областях.

По данным моделирования действительным условием возникновения эффекта «сильной

сжатости», а правильнее сказать — растянутости складок  $F_1$  в местах пересечения их складками  $F_2$  является достаточная для этого величина амплитуд, точнее — отношений амплитуд к длинам волн тех и других при близости размеров последних. Этот эффект обнаруживается в тех случаях, когда амплитуды сопоставимы с длинами волн или превышают их. Такие соотношения нередки в наблюдаемых обычных складках, не осложненных пересечениями.

Этого же условия достаточно для формирования крупных структур, зачастую трактуемых как покровно-складчатые, образованные нагромождением друг на друга (скупиванием) шарьяжных пластин и подвергшихся впоследствии складчатой деформации. Такие представления основаны на выявлении в некоторых изучаемых приповерхностных разрезах или скважинах неоднократных повторений в вертикальной колонке одного и того же стратиграфического горизонта, залегающего на разных уровнях согласно с общей складчатой структурой. Как хорошо видно в той же центральной части рис. 5, 6, повторение в вертикальной колонке одного и того же стратиграфического горизонта при практически одинаковом залегании его в обоих местах пересечения колонкой представляет для этой модели вполне заурядное явление. Если несколько увеличить задаваемые при моделировании амплитуды пере-

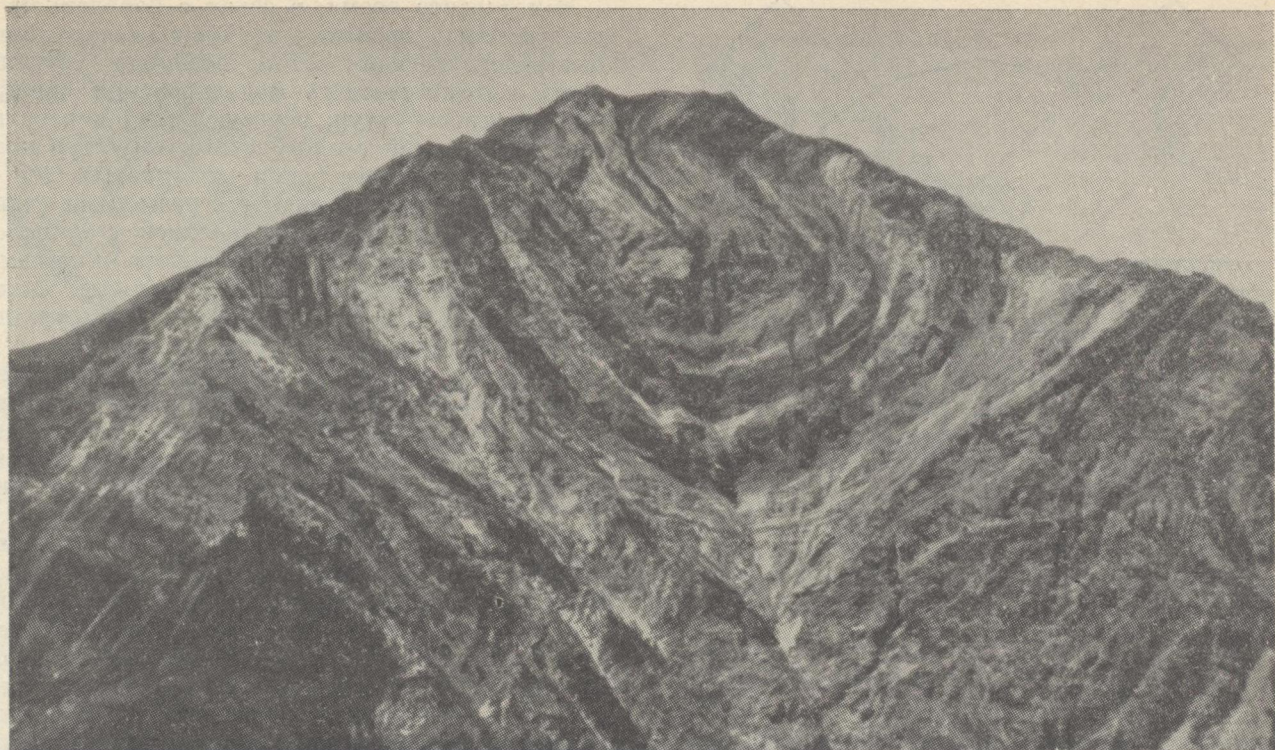


Рис. 3. Складка в кайнозойских отложениях хребта Петра Первого. Фото Г. А. Михеева.

структурные соотношения, часто наблюдаемые в мелких структурах сложнодислоцированных, преимущественно докембрийских образований и справедливо трактуемые как результат наложения складчатости поздней генерации ( $F_2$ ) на образованные ранее складки первой генерации ( $F_1$ ). Наблюдаемые в участках пересечения складчатых зон особенности складок  $F_1$ , сильная их «сжатость» и конформность искривления их осевых поверхностей складкам  $F_2$  создают у части исследователей представление об изначальной сильной сжатости складок  $F_1$  и субгоризонтальном исходном положении их осевых плоскостей. Отсюда следует заключение об особых условиях начального этапа формирования складчатых систем, о возникновении на этом этапе сильно сжатых лежачих складок. Это представление наглядно отражено на рис. 6, заимствованном из работы В. С. Бурмана [4].

Как можно видеть из рис. 5, 6, на самом деле отмеченные особенности складки  $F_1$  приобретают в процессе складчатости  $F_2$ . За пределами зоны ее проявления они имеют характер вполне обычных складок простого сдвига. Исходный наклон их осевых плоскостей также вполне обычный, часто наблюдаемый в различных складчатых областях.

По данным моделирования действительным условием возникновения эффекта «сильной

сжатости», а правильнее сказать — растянутости складок  $F_1$  в местах пересечения их складками  $F_2$  является достаточная для этого величина амплитуд, точнее — отношений амплитуд к длинам волн тех и других при близости размеров последних. Этот эффект обнаруживается в тех случаях, когда амплитуды сопоставимы с длинами волн или превышают их. Такие соотношения нередки в наблюдаемых обычных складках, не осложненных пересечениями.

Этого же условия достаточно для формирования крупных структур, зачастую трактуемых как покровно-складчатые, образованные нагромождением друг на друга (скупиванием) шарьяжных пластин и подвергшихся впоследствии складчатой деформации. Такие представления основаны на выявлении в некоторых изучаемых приповерхностных разрезах или скважинах неоднократных повторений в вертикальной колонке одного и того же стратиграфического горизонта, залегающего на разных уровнях согласно с общей складчатой структурой. Как хорошо видно в той же центральной части рис. 5, 6, повторение в вертикальной колонке одного и того же стратиграфического горизонта при практически одинаковом залегании его в обоих местах пересечения колонкой представляет для этой модели вполне заурядное явление. Если несколько увеличить задаваемые при моделировании амплитуды пере-

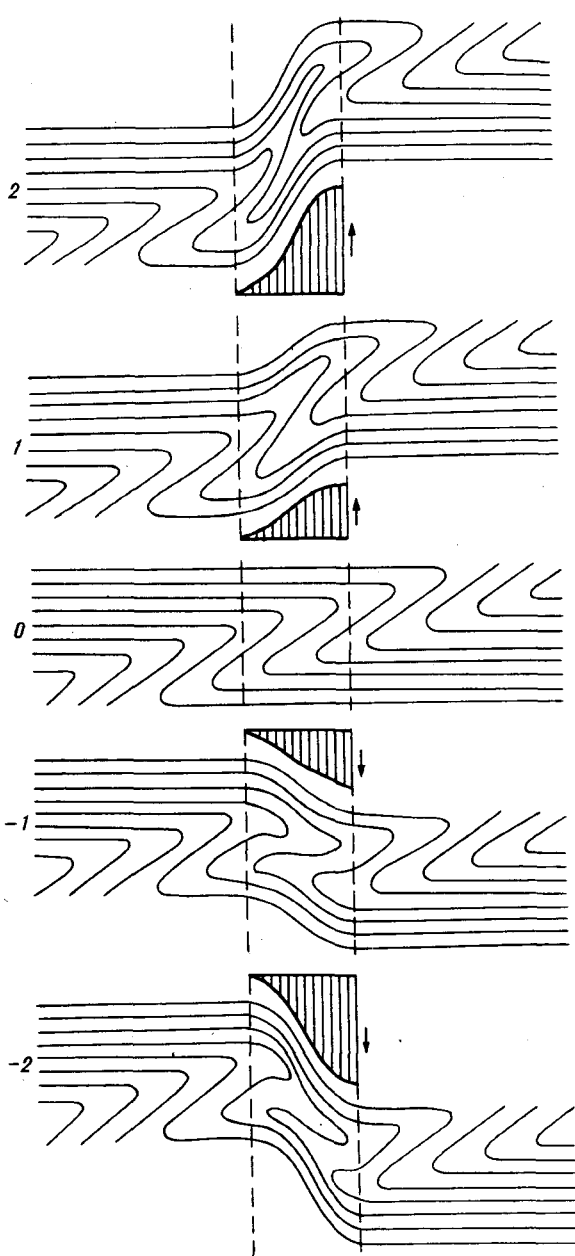


Рис. 4. Графическая модель вариаций структур, возникающих при пересечении наклонной флексуры вертикальной.

секающихся складок и количество слоев в модели (т. е. детальность ее расчленения), число таких повторений, возможное в одной колонке, возрастет до 4—5.

Во фрагментах структуры рассматриваемой части модели легко опознаются фрагменты структур, нередко наблюдаемые в районах «покровно-складчатого» строения: субгоризонтальное залегание «сильно сжатых» складок  $F_1$  типа складки Гларнер в Альпах, встречные серповидные замыкания антиклинальных и синклинальных складок  $F_1$  в приосевых частях

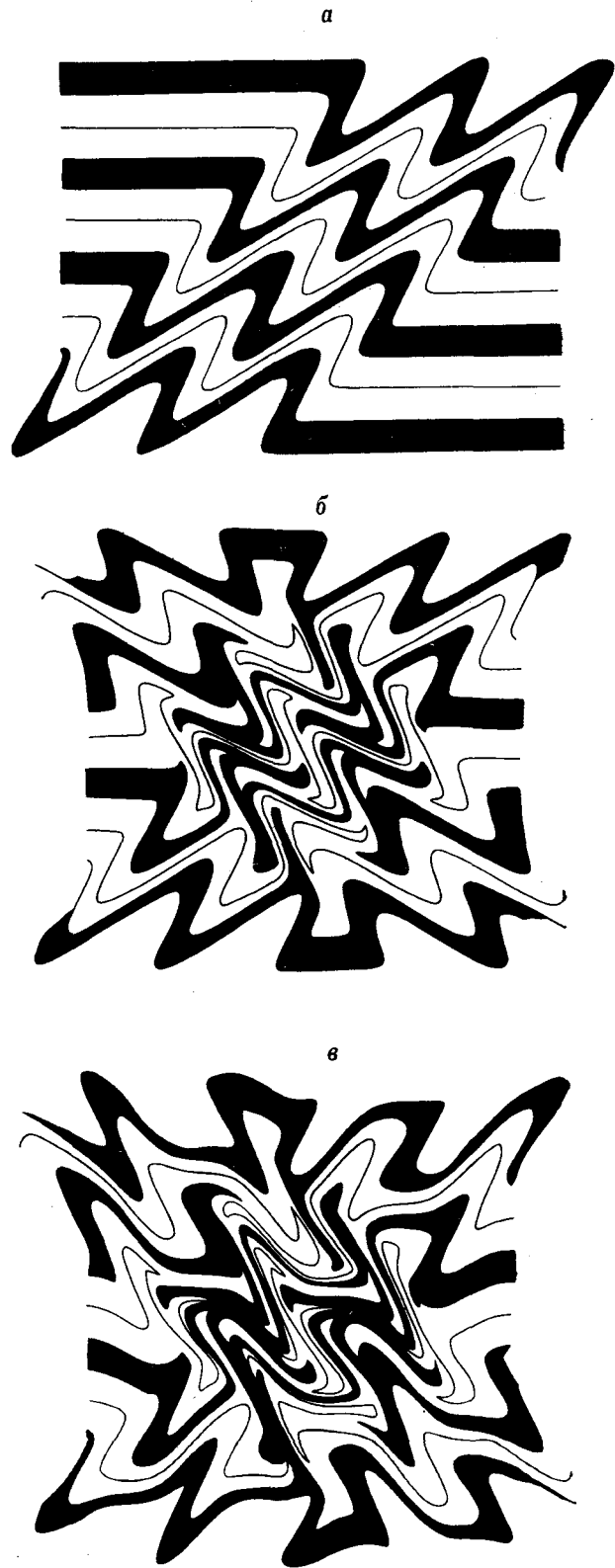


Рис. 5. Математическая модель структурного развития участка пересечения трех разновозрастных гармонически складчатых зон различной вергентности. а, б, в — результаты последовательных этапов деформации. Характер складчатости третьего этапа выявляется по искривлениям слоистости в участках рис. 5, в, оставшихся недеформированными после второго этапа (рис. 5, б).

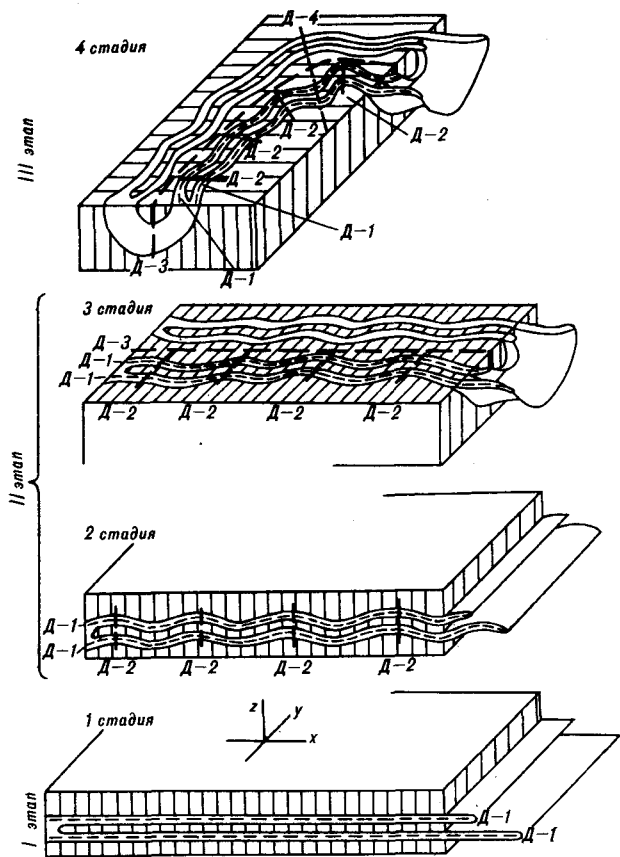


Рис. 6. Схема формирования четырехждыскладчатого комплекса (по [4]).

складок  $F_2$  типа описанных С. В. Руженцовым [11] на примере (рис. 7), резкие переходы в разрезах от субгоризонтальных залеганий слоев к субвертикальным, свойственные всем таким районам и весьма наглядно проявленные, к примеру, в структурах Каратау. В целом экзотические структуры «покровно-складчатого» строения отличаются от структур, наглядно отражающих наложения разновозрастных складок, только размерами. Если вторые в силу малых их размеров часто представлены в пределах отдельных обнажений достаточно большими фрагментами, в которых можно воочию наблюдать искривления осевых поверхностей складок  $F_1$  и различной формы замыкания этих складок, то первые обычно доступны для непосредственного наблюдения лишь в малых своих фрагментах, в узких полосках приповерхностных разрезов, зачастую весьма неполно обнаженных.

В качестве аргумента против признания единства механизма образования тех и других, в пользу представления о предшествовавшем складчатости шарьировании иногда выдвигается асимметрия строения крыльев лежащих складок, выпадение из разреза одного ее кры-

ла того или иного слоя, присутствующего в другом крыле [12]. Как хорошо видно на рис. 5, 6, резкое уменьшение мощностей отдельных слоев в определенных участках структуры — закономерное следствие пересечения складок со значительными амплитудами. Если же учесть, что в реальных слоистых толщах в отличие от идеальной математической модели вязкости слоев могут различаться, вполне закономерным и естественным окажется полное выжимание из определенных участков структуры отдельных слоев пониженной вязкости. Если к тому же учесть возможность возникновения послонных срывов на контактах слоев различной вязкости, а также возможность проявления доскладчатых, соскладчатых и после-складчатых секущих разрывов, любые наблюдаемые особенности строения любых реальных «покровно-складчатых» структур вполне можно объяснить, не прибегая к представлению о предскладчатом шарьировании недеформированных пластин. Механизм возникновения явлений «скучивания» получает гораздо более простое и естественное объяснение.

При меньших относительных значениях амплитуд пересекающихся складок (рис. 8) в результирующих структурах не возникают такие наглядные индикаторы двухэтапности деформации, как искривленные «сильно сжатые» складки, вписанные в складки более поздней генерации. Однако в этих структурах достаточно наглядно проявлена их дисгармоничность. Как хорошо видно на рис. 8, а, под участком пологого моноклиналильного залегания слоев может находиться крутая или лежащая складка, а под складкой — снова моноклиналиль и т. д.

Как показано на рис. 9, располагая данными о строении узкой приповерхностной части разреза структуры и экстраполируя этот разрез на глубину традиционным способом (стремясь как можно меньше отступать от принципа постоянства мощности пласта), мы не можем получить удовлетворительного отражения действительности. В этом не единственная, разумеется, по главной причине отмеченной в начале статьи недостоверности таких экстраполяций, выполняемых в районах неоднократно проявления складчатости. Необходимо осознать, что в таких районах упомянутый принцип не работает, что следует искать другие пути и способы экстраполяции наблюдаемых разрезов на глубину.

В связи с широким распространением всевозможных палеотектонических реконструкций, основанных на анализе распределения мощностей отложений (в том числе и в складчатых областях, от чего давно предостерегал Г. Д. Ажгирей [1]), следует обратить внимание на распределения мощностей в моделях рис. 8, в, г. Приняв эти распределения за первичные, мож-

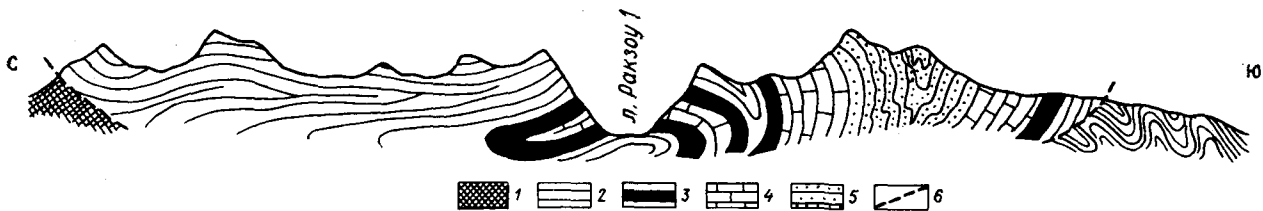


Рис. 7. Геологический разрез в районе ледника Раксоу (Памир) по [11].

1 — метаморфические породы ванчского комплекса; 2 — песчаники и аргиллиты  $T_3 - J_2$ ; 3 — мергели  $J_{2-3}$ ; 4 — известняки  $J_3$ ; 5 — песчаники  $J_3 - K_1$ ; 6 — разрывы.

но придти к выводам о дифференциальных вертикальных движениях земной коры, контролирующих мощности накапливающихся осадков, выделить участки и этапы интрагеосинклинального и интрагеоантиклинального развития, стадии инверсии и регенерации нисходящих и восходящих движений, направленного смещение осей прогибания. Короче говоря, можно обосновать весь комплекс закономерностей развития геосинклиналей, выведенных В. В. Белоусовым на основе изучения распределения мощностей мезо-кайнозойских отложений в пределах Большого Кавказа [2]. Между тем, указанные модели объясняют выявленное В. В. Белоусовым распределение мощностей гораздо проще. Теоретическая и практическая значимость решения вопроса о том, что же здесь было на самом деле, не нуждается в комментариях.

Все представленные в настоящей работе модели разрезов участков пересечения зон простого сдвига построены для частного случая, когда следы пересечения зон, точнее их осевых поверхностей или границ, параллельны исходной слоистости модели. В применении к горизонтальному исходному положению слоистости это означает пересечение зон одинакового простирания. В этом случае призма наложения складчатостей, образуемая пересечением двух пластообразных складчатых зон, занимает горизонтальное положение. Поперечный разрез ее, представленный на модели, без изменений транслируется по простиранию складчатой системы. В любом горизонтальном ее срезе обнаруживается строго линейная структура. В приповерхностных частях разрезов (как поперечных, так и продольных) и в скважинах могут обнаруживаться повторения в вертикальных колонках одних и тех же стратиграфических горизонтов и иные проявления дисгармонии структуры. Такие соотношения характерны, в частности, для некоторых участков Карпат, где строго линейные структуры, трактуемые как комплекс шарьяжных пластин, протягиваются иногда через целые листы геологических карт м-ба 1 : 200 000.

Случай одинакового простирания пересекающихся складчатых зон наиболее сложен для экстраполяции структурных соотношений, на-

блюдаемых на поверхности, на глубину для построения геологических разрезов, удовлетворительно отражающих действительность. Такая

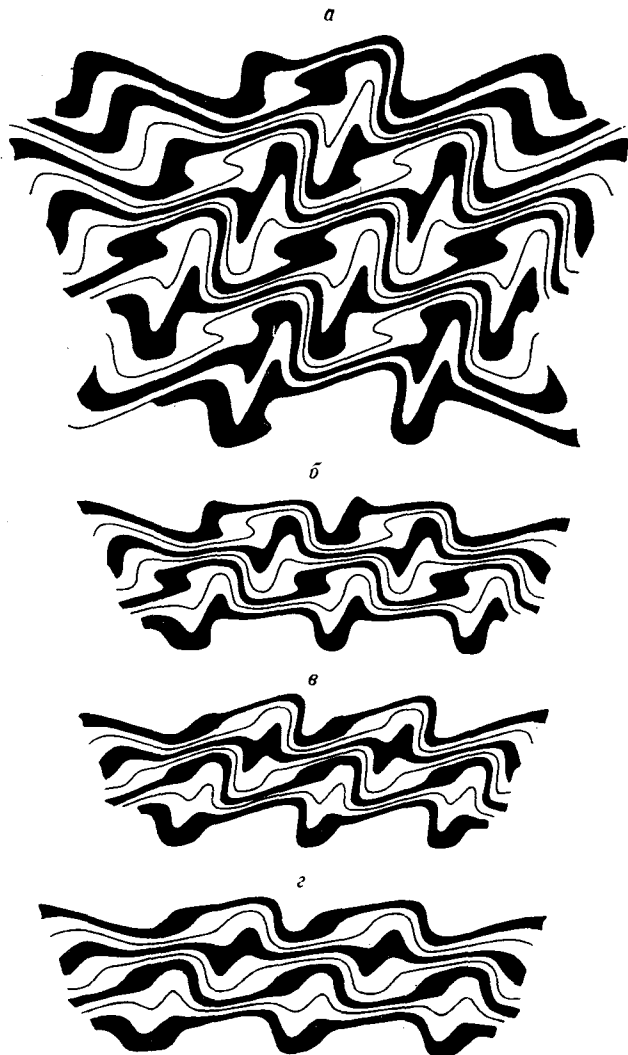


Рис. 8. Фрагменты моделей разрезов участков пересечения зон гармонической складчатости противоположной вергентности.

Осевые плоскости складок первого этапа наклонены слева направо, второго этапа — справа налево. Варьируют значения отношений амплитуд складок к их ширине (длине волны) в зонах первой и второй генерации. а —  $A_1/\lambda_1 \approx 1/2$ ,  $A_2/\lambda_2 \approx 1/2$ ; б —  $A_1/\lambda_1 \approx 1/2$ ,  $A_2/\lambda_2 \approx 1/3$ ; в —  $A_1/\lambda_1 \approx 1/3$ ,  $A_2/\lambda_2 \approx 1/2$ ; г —  $A_1/\lambda_1 \approx 1/3$ ,  $A_2/\lambda_2 \approx 1/3$ .

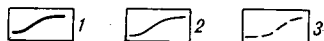


Рис. 9. Сопоставление фрагмента модели, соответствующей рис. 8, а, с разрезом, составленным традиционным способом исходя из структурных соотношений, наблюдаемых в узкой верхней полосе фрагмента, имитирующей наблюдаемую верхнюю часть геологического разреза.

1 — границы слоев в «наблюдаемой» части разреза; 2 — границы слоев в исходной модели под ее «наблюдаемой» частью; 3 — границы слоев под «наблюдаемой» частью модели, экстраполированные традиционным способом.

задача может быть успешно решена только путем подбора, для которого необходимо иметь достаточно обширный комплект всевозможных вариаций строения призм наложенных складчатостей. Важно понять, что традиционная опора в таких случаях на ограниченную фантазию исполнителя заведомо не может привести к удовлетворительному решению задачи.

В случаях несовпадения простираний пересекающихся складчатых зон призма наложения складчатостей ориентирована наклонно, причем угол и направление ее наклона зависят как от величины угла расхождения простираний, так и от значений углов вергентности пересекающихся зон. Благодаря наклонному залеганию указанной призмы, на дневной поверхности обнаруживается косой ее срез и, кроме того, на дневную поверхность выходят продолжения пересекающихся в ней моновергентных складчатых зон (рис. 10). Последнее обстоятельство чрезвычайно важно, поскольку оно обеспечивает возможность обоснованного моделирования структуры всей складчатой системы, образованной пересечением двух (и более) моновергентных складчатых зон.

Имея возможность непосредственно наблюдать полные поперечные разрезы этих зон, можно определить их внутреннюю структуру, характер их ограничения (сочленения с недеформированными блоками), пространственное положение изучаемых их участков и ориентировку вергентности. Из сопоставлений пространственных положений участков зон, расположенных по разные стороны от выхода на поверхность призмы наложения складчатостей, а также путем структурных наблюдений в пределах этого выхода может быть определена последовательность развития зон. Перечисленные данные необходимы и достаточны для уверенного моделирования трехмерной структуры исследуемой складчатой системы с помощью ЭВМ.

Существенной особенностью горизонтальных срезов призм наложения складчатостей в таких системах является ячеистость их строения и искривленность линейных элементов структур-

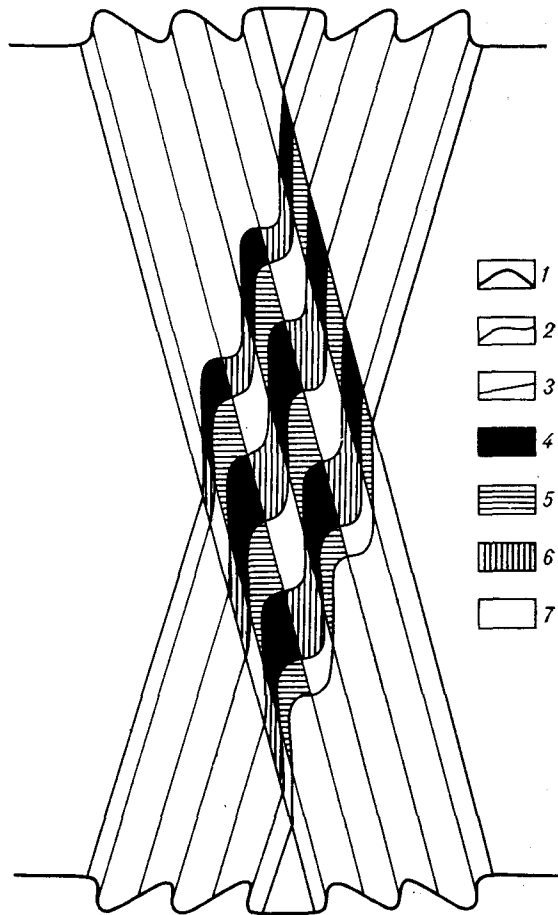


Рис. 10. Схема строения горизонтального среза сложноскладчатой системы, образованной пересечением двух складчатых зон противоположной вергентности при несовпадении простираний этих зон.

1 — синвергентный (вверху) и антивергентный (внизу) профили приповерхностных вертикальных поперечных разрезов систем за пределами призмы наложения складчатостей; 2 — границы складчатых зон; 3 — линии нулевых смещений, разделяющие антиклинальные и синклинальные подзоны; 4—7 — ячеистая структура среза призмы наложения складчатостей: 4 — ячейки наложения положительных вертикальных составляющих смещений на положительные, 5 — положительные на отрицательные, 6 — отрицательных на положительные, 7 — отрицательных на отрицательные.

ного рисунка, образованных в ходе формирования ранней складчатой зоны. Эти искривления, нередко выступающие в качестве так называемых горизонтальных флексур, непосредственно отражают величины и распределения горизонтальных составляющих сдвиговых смещений в более поздней складчатой структуре.

Вертикальный поперечный разрез призмы наложения складчатостей в такой системе при малых углах расхождения простираний и равных прочих условиях мало отличается от такового при горизонтальном положении призмы. Важно, что он транслируется по наклонной оси, и в результате по простиранию системы изменяется характер деформации геологических образований, залегающих у дневной поверхно-



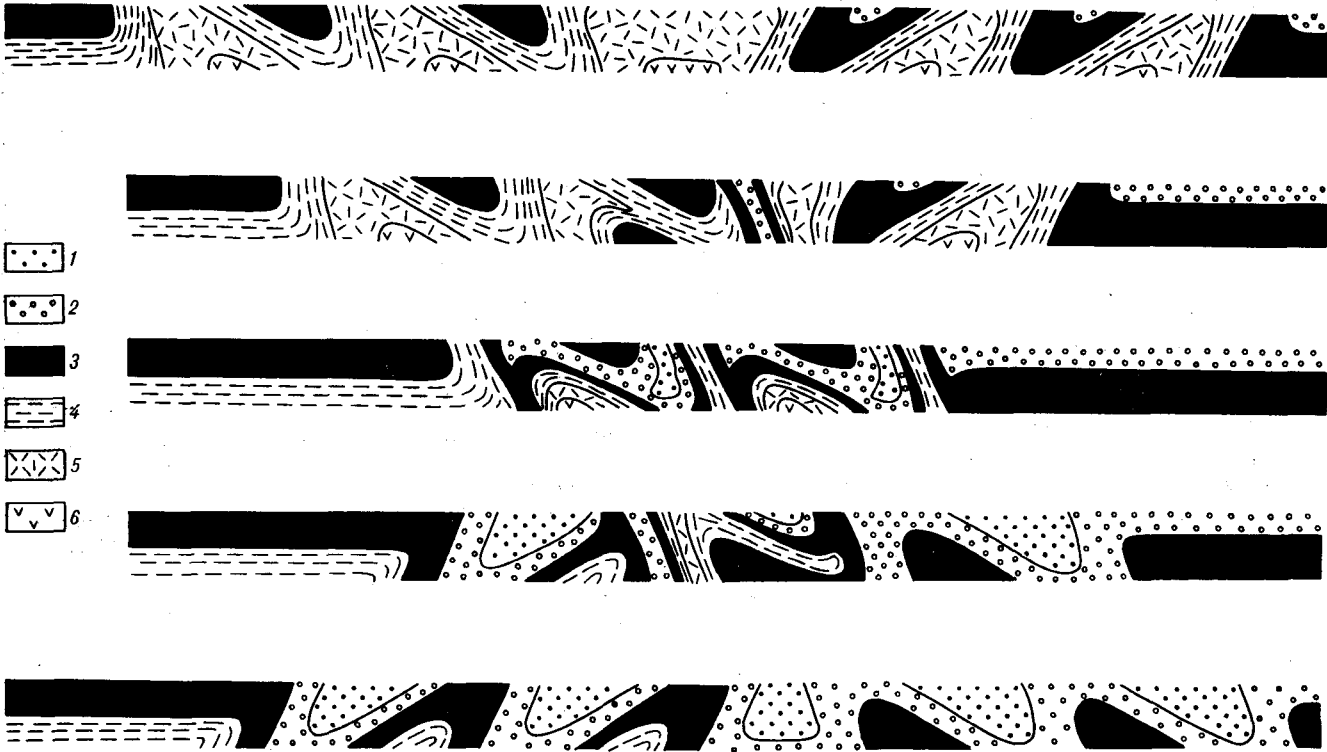


Рис. 11. Изменения строения приповерхностных поперечных разрезов сложноскладчатой системы, аналогичной отраженной на рис. 10, по ее простиранию. Исходная мощность всех слоев — по 7 мм в данном масштабе. 1—6 — порядок залегания слоев сверху вниз.

сти (рис. 11). Это изменение оказывается вполне закономерным — от синвергентных приповерхностных разрезов складчатых систем к антивергентным с нахождением между ними разрезов более сложного строения, вскрывающих призму наложения складчатостей.

Такой характер распределения деформаций в пределах складчатых систем различных масштабов — достаточно широко распространенное явление, хорошо известное в геологической литературе. В крупных масштабах соотношения, аналогичные отраженным на рис. 11, наблюдаются во множестве регионов: в Альпах, на Памире, в Тянь-Шане, на Кавказе, в Скалистых горах, в Гималаях, в Верхоянье и т. д. Труднее, вероятно, найти сложноскладчатые системы или их участки, в которых такие соотношения отсутствуют.

Важно понять физическую основу этого феномена. Обычно, наблюдая различную вергентность структур, прилегающих к одной и той же границе складчатой системы в различных участках ее простирания, воспринимают это обстоятельство как свидетельство изменения вергентности внутри складчатой зоны, протягивающейся вдоль этой границы. На самом деле мы в таких случаях имеем дело с выходами двух различных моновергентных зон за пределами участка их пересечения. Понимание этого

создает основу для широкого применения в практике геологического картирования построенных обоснованных трехмерных моделей структур сложноскладчатых систем. Тем самым обеспечивается возможность весьма существенного повышения достоверности представлений об особенностях глубинного строения этих систем и, соответственно, обоснованности всевозможных прогнозных построений. Поэтапное моделирование структур, типа представленного на рис. 5, обеспечивает возможность достаточно строгих палинспастических реконструкций с количественными характеристиками перемещений элементов этих структур для каждого этапа.

Таким образом, существует возможность перехода достоверности и, соответственно, эффективности результатов структурных построений, выполняемых при исследованиях сложноскладчатых систем с разнообразными практическими целями, на качественно новый уровень. Для реализации этой возможности в первую очередь необходимо ознакомление широкого круга геологов с принципами и возможностями математического моделирования структур сложноскладчатых систем, а также обеспечение их упоминавшимися выше комплектами (атласами) моделей разнообразных вариаций пересечений моновергентных складчатых зон.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Об основных геотектонических выводах В. В. Белоусова и В. Е. Хаина // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 2.— С. 142—146.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники.— М.: Госгеолтехиздат, 1954.
3. Белоусов В. В. Основы структурной геологии.— М.: Недра, 1985.
4. Бургман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы).— М.: Наука, 1976.
5. Земля. Введение в общую геологию. Т. 1.— М.: Мир, 1974.
6. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Т. 2.— М.: Мир, 1969.
7. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники.— Алма-Ата: Наука, 1981.
8. Плотников Л. М. Графоаналитическое исследование тектонических структур // Изучение тектонических структур.— Л.: Недра, 1984.— С. 236—258.
9. Плотников Л. М. Пересечения структур сдвига в слоистых геологических телах // Геология и геофизика.— 1983.— № 6.— С. 46—53.
10. Плотников Л. М., Македон И. Д., Васильев В. М. Математическое моделирование пересечений пликативных структур простого сдвига // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии/Ин-т геофизики АН УССР.— Киев, 1987.— С. 51—52.
11. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов // Труды ГИН АН СССР.— 1971.— Вып. 223.
12. Рутген М. Г. Геология Западной Европы.— М.: Мир, 1972.
13. Schmidt W. Tektonik und Verformungslehre.— Berlin: Verlag von gebrüder Borntraeger, 1932.
14. Thiessen R. Two dimensional refoled interference patterns // J. Struct. Geol.— 1986.— V. 8, N 5.— P. 563—574.

**ВСЕГЕИ**  
Ленинград

Поступила в редакцию  
25 января 1990 г.

## КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.161 : 552.321.6

С. С. Зимин, А. М. Юдин, С. В. Гайденко,  
В. М. Чубаров, Н. И. Кирюхина

### НАХОДКИ РОГОВИКОВ В УСТЬ-БЕЛЬСКОМ МАССИВЕ ГИПЕРБАЗИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Изучены гранатосодержащие и безгранатовые с магнетитом роговики из свалов глыб среди лерцолитов Усть-Бельского массива гипербазитов. Определен состав пород и минералов. Показано, что роговики воз-

Усть-Бельский массив гипербазитов является самым крупным на Северо-Востоке СССР и описан неоднократно [1, 2, 7]. Возраст его относится к нижнему палеозою — верхнему протерозою [1, 3]. Массив залегает почти горизонтально и расслоен (снизу вверх) на дуниты, гипербазиты и лерцолиты, из которых первые вскрыты лишь в ряде участков. Эрозией вскрыты, в основном, гарцбургиты и лерцоциты в виде горизонтов мощностью 200—300 м (рис. 1). Вершины гор сложены в основном лерцолитами. Поперечными к удлинению массива разломами он разбит на блоки, из которых одни опущены и несогласно прикрыты с поверхности палеозойскими (D) и мезозойскими (J—K) породами, а другие — в разной степени приподняты так, что вершины гор сложены чаще лерцолитами и реже гарцбургитами и дунитами. С дунитами связаны проявления раннемагматических полосчатых хромитов, которые сильно глиноземисты [9] из-за наличия в массиве мощных фаций перидотитов.

Указанные выше особенности строения массива свидетельствуют о кристаллизации пород его в спокойной тектонической обстановке. Породы даже гарцбургитового горизонта характеризуются порфировой структурой на всей площади массива. В них под микроскопом четко различаются фенокристы оливина величиной 7—10 мм и основная масса, размеры зерен оливина которой согласно их статистическому анализу составляют 1,2—1,8 мм (сверху вниз) в пределах видимой части горизонта. Из этого видно, что породам массива свойственны элементы закалки и они кристаллизовались из магмы в субинтрузивной спокойной обстановке.

никли за счет перекристаллизации спилитов под влиянием ультраосновной магмы при температурах 900—950 °С и ниже (разности без граната) в спокойных тектонических условиях.

Роговики, обнаруженные нами летом 1988 г., приурочены к породам верхнего горизонта — лерцолитам, и встречаются в виде редких скоплений черных глыб разной величины на фоне рыжего по окраске крупноглыбового курумника лерцолитов на вершинах гор бассейна р. Маврина (г. Шаман и др.) и представляют, видимо, остатки метаморфизованных провесов кровли массива, слагающейся офиолитовыми вулканитами, судя по химическому составу роговиков.

Роговики — почти черные плотные породы от мелкозернистых до тонкозернистых, которые звенят при ударе молотком. По составу среди них встречаются разности с гранатом и без него, но с магнетитом. Гранатосодержащие роговики (рис. 2) под микроскопом имеют обычно порфиробластовую структуру с нематогранобластовой структурой основной массы и пятнистую текстуру, благодаря неравномерному распределению темноцветных минералов, иногда граната. В некоторых разностях встречается реликтовая порфировая структура, обусловленная наличием сдвойнированного плагиоклаза, величиной до 1,5 мм, перекристаллизованных в мозаику гранобластовых зерен из альбита, нередко в ассоциации с цеолитом.

Породы состоят в основном из нематогранобластовых зерен буроватой роговой обманки (40—60 %) и неправильных зерен плагиоклаза (50—30 %), величиной 0,1—0,2 мм, на фоне которых видны полигональные порфиробласты бесцветного граната (2—5 %), размерами 0,2—0,8 мм, а также редкие неправильные зерна бесцветного клинопироксена, величиной до 0,5 мм, которые замещаются роговой обманкой.

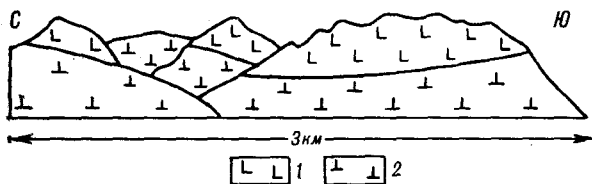


Рис. 1. Вид-разрез Усть-Бельского массива гипербазитов на правом берегу р. Маврина.

1 — перцолиты, 2 — гарцбургиты.

Более поздними минералами являются агрегаты зерен цоизита, эпидота и альбита, замещающие по трещинам все указанные минералы, а также зеленоватый до бесцветного шестоватый амфибол, замещающий бурюю роговую обманку. По краям зерен широко представлен цеолит в виде гейпандита.

Роговики без граната, но с магнетитом под микроскопом имеют нематогранобластовую структуру и параллельную текстуру. Они состоят из близких по величине (0,2—0,6 мм) неправильных зерен буровато-зеленой роговой обманки (40%), плагиоклаза (56%) и магнетита (40%), которые имеют субпараллельную ориентировку. Более поздним минералом

является сфен, образующийся на границах зерен плагиоклаза и магнетита, плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз слабо зональный, замещается серицитом. Из аксессуарных встречаются мелкие (0,02—0,08 мм) зерна апатита.

Судя по химическому составу роговиков (табл. 1), исходные для них породы по составу отвечают более всего спилитам.

Химический состав минералов роговиков был определен на микрондах Камебакс (Институт вулканологии ДВО АН СССР) и ЖХА-5А (ДВГИ). Из роговиков был определен состав 11 зерен (в центре и по краям) граната, 11 зерен роговой обманки (в центре зерен и по краям), 4 зерен магнетита и 4 зерен плагиоклаза. Кроме того, определен состав граната из аллювия (два зерна) р. Ветвистая, текущей по гипербазитам массива в 30 км северо-восточнее р. Маврина. Часть результатов определений состава минералов приведена в табл. 2.

Гранат роговиков (рис. 3) под микроскопом бесцветный, незональный, по составу — гроссуляр-альмандиновый. Содержание гроссулярной компоненты в нем колеблется от 27,7 до 40,9%, альмандиновой — от 50 до 80,9%.

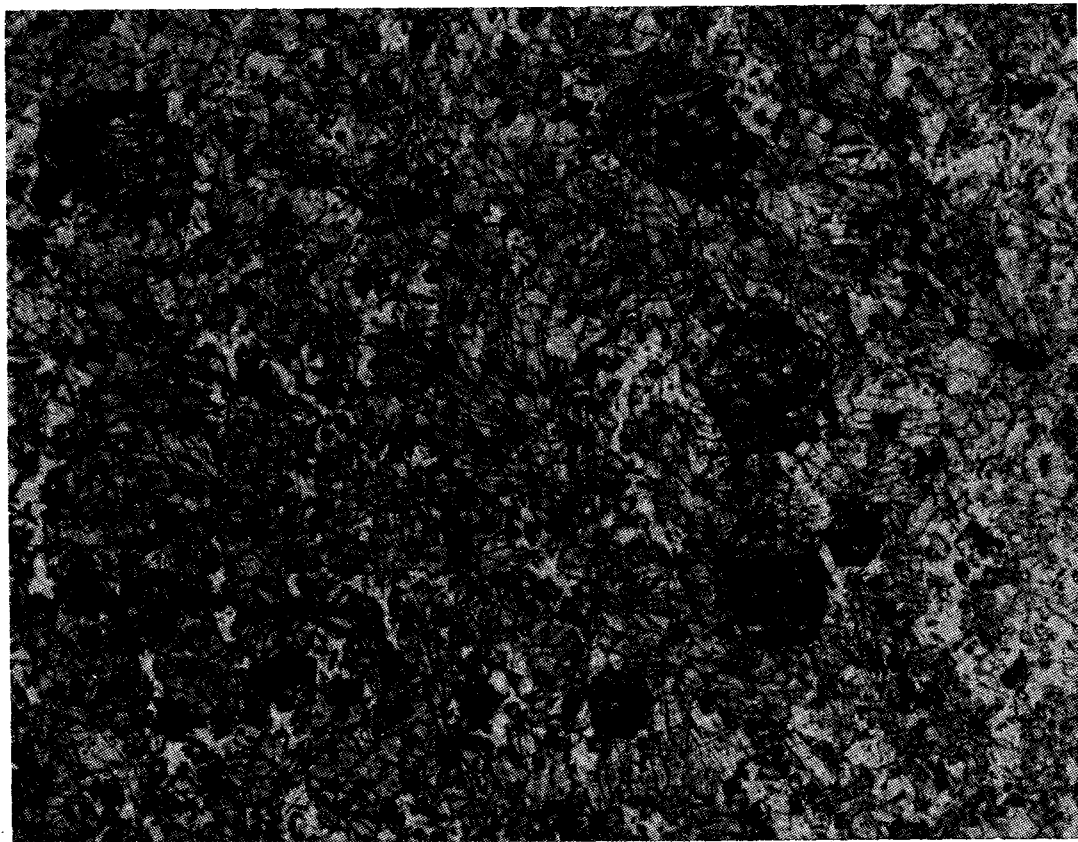


Рис. 2. Гранатосодержащий роговик. Снято через увеличитель.

Черное — гранат, белое — плагиоклаз, серая — роговая обманка. Ув. 30.

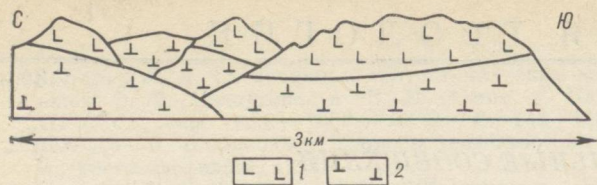


Рис. 1. Вид-разрез Усть-Бельского массива гипербазитов на правобережье р. Маврина.

1 — лерцолииты, 2 — гарцбургиты.

Более поздними минералами являются агрегаты зерен цоизита, эпидота и альбита, замещающие по трещинам все указанные минералы, а также зеленоватый до бесцветного шестоватый амфибол, замещающий бурюю роговую обманку. По краям зерен широко представлен цеолит в виде гейпандита.

Роговики без граната, но с магнетитом под микроскопом имеют немагнотластовую структуру и параллельную текстуру. Они состоят из близких по величине (0,2—0,6 мм) неправильных зерен буровато-зеленой роговой обманки (40%), плагноклаза (56%) и магнетита (40%), которые имеют субпараллельную ориентировку. Более поздним минералом

является сфен, образующийся на границах зерен плагноклаза и магнетита, плагноклаза и роговой обманки. Плагноклаз слабо зональный, замещается серицитом. Из аксессуарных встречаются мелкие (0,02—0,08 мм) зерна апатита.

Судя по химическому составу роговиков (табл. 1), исходные для них породы по составу отвечают более всего спиллитам.

Химический состав минералов роговиков был определен на микрондах Камебакс (Институт вулканологии ДВО АН СССР) и ЖХА-5А (ДВГИ). Из роговиков был определен состав 11 зерен (в центре и по краям) граната, 11 зерен роговой обманки (в центре зерен и по краям), 4 зерен магнетита и 4 зерен плагноклаза. Кроме того, определен состав граната из аллювия (два зерна) р. Ветвистая, текущей по гипербазитам массива в 30 км северо-восточнее р. Маврина. Часть результатов определений состава минералов приведена в табл. 2.

Гранат роговиков (рис. 3) под микроскопом бесцветный, незональный, по составу — гроссуляр-альмандиновый. Содержание гроссуляр-роговой компоненты в нем колеблется от 27,7 до 40,9%, альмандиновой — от 50 до 80,9%.

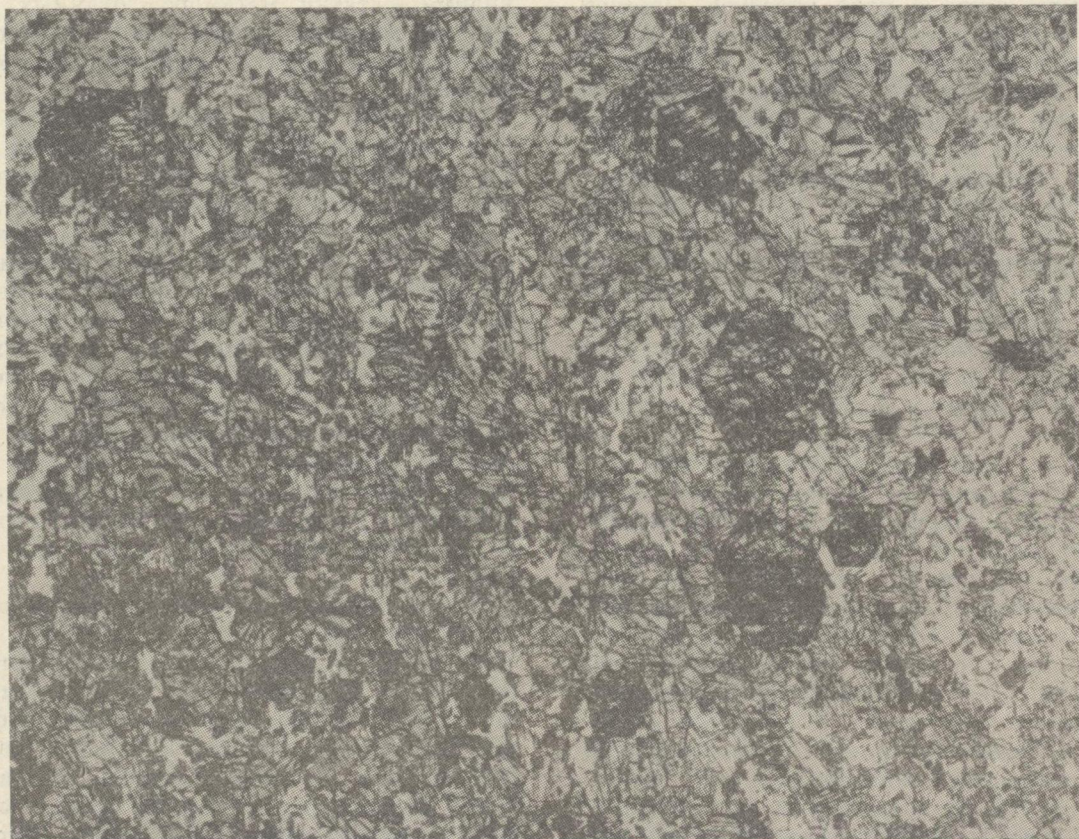


Рис. 2. Гранатсодержащий роговик. Снято через увеличитель. Черное — гранат, белое — плагноклаз, серая — роговая обманка. Ув. 30.

## Химический состав роговиков, мас. %

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
Ю-1/10	45,20	1,04	13,94	5,33	9,85	0,19	5,47	7,88	6,24	0,30	0,20	0,005	0,60	3,30	99,56
Ю-1/34	48,93	1,00	14,31	2,42	12,42	0,20	5,25	8,37	5,68	0,36	0,20	0,010	—	0,68	99,83
Ю-1/36	47,21	1,02	14,69	2,05	12,71	0,22	6,28	9,62	4,28	0,44	0,19	0,16	—	0,90	99,77
Ю-1/74	50,38	1,64	15,03	5,96	7,32	0,20	5,00	8,12	4,90	0,52	0,40	0,01	—	0,59	100,07

Таблица 2

## Состав минералов роговиков

Компонент	Гранат		Роговая обманка		Пироксен		Роговая обманка		Плагиоклаз		Магнетит	Плагиоклаз	
<i>Химический состав, мас. %</i>													
SiO <sub>2</sub>	37,13	37,50	44,21	44,03	53,33	44,42	44,28	61,96	61,76	—	—	68,23	67,35
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,10	0,63	0,60	0,17	0,90	0,95	—	—	0,0014	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,90	21,79	10,25	10,23	2,47	8,67	8,85	23,09	23,44	0,0006	19,96	19,45	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,03	2,60	2,19	—	5,27	5,86	0,03	0,05	0,6994	—	0,04	—
FeO	27,47	27,95	17,30	17,28	10,53	12,82	12,32	—	—	0,3160	—	—	—
MnO	0,74	0,86	0,04	0,06	0,04	0,39	0,37	—	—	0,0005	—	—	—
MgO	1,27	1,16	8,40	8,62	11,32	10,61	10,62	0,02	—	0,0007	—	0,01	—
CaO	11,49	11,33	10,47	10,55	22,05	11,20	11,10	4,55	4,51	—	0,36	0,19	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	2,90	2,98	1,77	1,75	1,73	9,19	8,90	—	11,80	11,84	—
K <sub>2</sub> O	—	—	0,40	0,42	0,00	0,58	0,58	0,23	0,18	—	0,03	0,01	—
H <sub>2</sub> O	—	—	1,98	1,97	—	1,98	1,99	—	—	—	0,03	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,03	0,02	—	—	—	—	—	0,0003	—	0,02	—
Сумма	100,12	100,72	99,20	98,95	101,69	98,59	98,65	99,07	98,84	1,0189	100,38	98,91	—

## Катионные доли

Si	5,9032	5,9339	6,6985	6,6905	1,971	6,7034	6,6726	2,7735	2,7668	—	—	2,9717	2,9793
Ti	0,0067	0,0122	0,0719	0,0688	0,005	0,1022	0,1079	—	—	0,0325	—	—	—
Al	4,1030	4,0633	1,8304	1,8317	0,108	1,5423	1,5709	1,2179	1,2376	0,0220	1,0246	1,0141	—
Fe <sup>3</sup>	0,0086	0,0035	0,2959	0,2503	—	0,5990	0,6643	0,0011	0,0017	15,9050	0,0001	0,0015	—
Fe <sup>2</sup>	3,6528	3,6985	2,1916	2,1955	0,325	1,6184	1,5530	—	—	7,9858	—	—	—
Mn	0,0993	0,1147	0,0056	0,0080	0,001	0,0495	0,0469	—	—	0,0129	—	—	—
Mg	0,3010	0,2735	1,8967	1,9527	0,623	2,3864	2,3856	0,0012	0,000	0,0332	—	0,0007	—
Ca	1,9576	1,9210	1,6997	1,7176	0,873	1,8113	1,7928	0,2181	0,2165	—	—	—	—
Na	—	—	0,8526	0,8789	0,127	0,5116	0,5050	0,7978	0,7728	—	0,9967	1,0157	—
K	—	—	0,0766	0,0820	0,000	0,1110	0,1107	0,0131	0,0102	—	0,0018	0,0006	—
Cr	—	—	0,0031	0,0022	—	—	0,0002	0,0000	—	0,0066	—	0,0007	—
H <sub>2</sub> O	—	—	1,0000	1,0000	—	1,0000	1,0000	—	—	—	—	—	—
Сумма	—	—	16,6227	16,6782	4,034	16,4351	16,4097	5,0229	5,0058	23,9981	5,0116	5,0214	—

Примечание. Для граната, роговой обманки и плагиоклаза — первый столбец — центр, второй — край зерна. Минералы 1—3 из образца Ю-1/10, 4—6 из обр. Ю-1/74, 7 — из образца Ю-1/34. В гранатах содержится 0,017—0,0030 % шорломитовой, 0,0005—0,0022 % андрадитовой, 0,3236—0,3189 % гроссуляровой, 0,050—0,045 % пироповой, 0,6077—0,6156 % альмандиновой и 0,0165—0,019 % спессартиновой компонент.

Содержание пиропы низкое и колеблется незначительно (4,5—9,2 %), благодаря чему и изменению гроссуляр-альмандиновой компоненты все гранаты из образцов роговиков и из аллювия образуют вполне определенный тренд, следующий через поля роговиков, амфиболитов и гранулитов на диаграмме Н. В. Соболева [10] (см. рис. 2). Железистость граната находится в пределах 88—93 %. Она слабо (на 1—1,5 %) увеличивается от центра зерна граната к его краям.

Клинопироксен бесцветный и встречается в роговиках с гранатом в виде редких зерен, замещаемых бурой роговой обманкой. Отличается высоким содержанием CaO и повышенным Na<sub>2</sub>O при низкой величине Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Роговая обманка из гранатовых роговиков не имеет точных аналогов в справочниках [4, 5]. Она отличается от таковой в магнетитовых роговиках не только цветом (буроватая), но и более высокими содержаниями железа и CaO, Na<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при одном и том же содер-

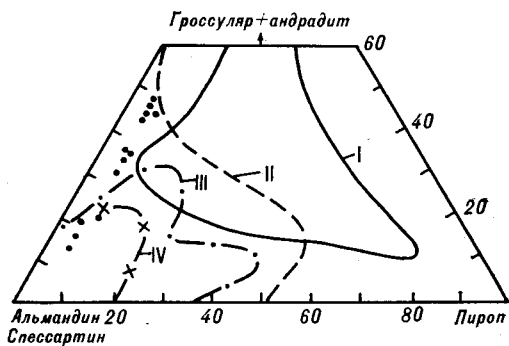


Рис. 3. Диаграмма состава гранатов В. С. Соболева [10]. Гранаты: из эклогитовой (I), гранулитовой (II), амфиболитовой (III), роговиковой (IV) фаций. Точками показаны гранаты из роговиков Усть-Бельского массива гипербазитов.

жании в них кремнезема. Железистость роговой обманки в гранатсодержащих роговиках составляет 49—56 %, а в магнетитсодержащих — 35—40 %. В каждом зерне она увеличивается от центра к краю зерна на 1—3 % в тех и других роговиках.

Плагиоклаз гранатсодержащих роговиков сильно разложен и замещен нацело альбитом в ассоциации с гейландитом. В роговиках с магнетитом по составу он относится к олигоклазу.

Магнетит содержит невысокие содержания титана, хрома, магния, алюминия и марганца.

Итак, породы, описанные выше, по химическому составу, структуре и текстуре относятся к тонкозернистым образованиям — роговикам, возникшим за счет метаморфизма провесов кровли массива, слагавшейся офиолитовыми вулканитами типа спилитов. Оценивая

температуру их образования, необходимо отметить следующее. Гранат-пироксеновый парагенезис роговиков, судя по геотермометру [11], формировался при  $T = 970^\circ\text{C}$ . Не исключено, что эта величина завышена и температура рассматриваемого парагенезиса находилась в пределах 850—900 °С. Пироксен-роговообманковый парагенезис роговиков образовался при более низкой температуре (750—770 °С), как следует по геотермометру Л. Л. Перчука [6].

Гранат роговиков и из аллювиальных плинхов однотипный по содержанию пироповой компоненты, и вариации состава по альмандину иgrossуляру обусловлены, видимо, изменением состава исходных пород.

Магнетитсодержащие роговики формировались, вероятно, во внутренних зонах крупных провесов бывшей кровли массива при  $T = 520^\circ\text{C}$ , согласно геотермометру Л. П. Плюсниной [8]. Следует отметить, что этот геотермометр рассчитан для пород с нормальным содержанием щелочей. В нашем же случае в породах повышено содержание окиси натрия, в связи с чем, получается, и завышена величина давления (6 кбар). Предполагается, что мощность покрывки из вулканитов вряд ли была больше 3 км, как это наблюдается в большинстве офиолитовых зон.

Роговики, наряду с признаками закалки и горизонтальной расслоенности Усть-Бельского массива, являются свидетельством его несомненной магматической природы и кристаллизации в приповерхностной и спокойной тектонической обстановке.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье.— М.: Наука, 1978.
2. Велинский В. В. Альпийские гипербазиты переходных зон океан — континент.— М.: Наука, 1970.
3. Зимин С. С., Гайденко С. В., Юдин А. М. Полихронные офиолитовые пояса активной окраины Востока Азии // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм.— М.: Наука, 1989.— С. 257—261.
4. Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород.— М.: Наука, 1970.
5. Минералы. Т. III, вып. 3.— М.: Наука, 1981.
6. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970.
7. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. В. и др. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
8. Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов.— М.: Наука, 1983.
9. Смирнова Т. А. Хроминость ультрабазитов Чукотки // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока.— М., 1974.— С. 186—190.
10. Соболев В. С. Гранаты // Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1970.— С. 328—340.
11. Ellis G. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe—Mg exchange equilibrium // Contrib. Miner. and Petrol.— 1979.— V. 71, N 1.— P. 13—22.

## ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И ФЕМАФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ НОВО-ГЕБРИДСКОГО ЖЕЛОБА

Определены содержания ряда фемафильных и редкоземельных элементов в вулканических породах Ново-Гебридского желоба. Использование индикаторных свойств выявленных элементов позволило выделить

В 13-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (1988 г.) изучалось геологическое строение и вещественный состав горных пород Ново-Гебридского желоба (рис. 1, 2). В процессе драгирования на борт судна были подняты разнообразные по составу вулканические породы (см. таблицу).

Определение концентраций редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в этих породах осуществлялось методом инструментального нейтронно-активационного анализа.

На борту НИС «Академик Александр Несмеянов» для аналитических исследований был создан комплекс из двух спектрометров СПАРК-1, позволивший выполнить количественный рентгеноспектральный флуоресцентный анализ Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn в драгированных образцах пород.

Все обилие поднятых на борт судна вулканических пород основного и среднего состава по геохимическим характеристикам можно подразделить на три контрастных типа:

I тип вулканитов (станции 28, 34, 53, 59, 60, 65) обладает сравнительно высокими содержаниями  $TiO_2$  (1,80–3,5 %), ванадия (250–350 ppm) и низкими концентрациями хрома (10–80 ppm), никеля (40–90 ppm) (рис. 3). Большинство пород, относящихся к этому типу, содержат редкоземельные элементы в количествах, превышающих хондритовые содержания в 10–30 раз (по лантану в 30–100 раз), обычно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ( $La/Yb = 2–10$ ). Отчетливая положительная аномалия европия, в той или иной мере проявленная, также характерна для этого типа вулканитов.

Относящиеся к этому типу базальты южной части Ново-Гебридского желоба (станции 59, 60, 65) отличаются от основной группы более высокими концентрациями РЗЭ в целом, превышающими хондритовые в 30–40 раз.

Содержания и соотношения  $TiO_2$  и фемафильных элементов в вулканитах первого типа подобны аналогичным характеристикам толеито-

три контрастных типа вулканических пород, отличающихся условиями происхождения и относительным возрастом.

вых и щелочных базальтоидов океанических островов [5, 6] и континентальных толеитов (дифференцированные траппы древних платформ).

Анализ концентраций и поведения лантаноидов в базальтах этого типа исключает принадлежность их к ряду толеитовых и щелочных базальтоидов океанических островов. Кривые фракционирования анализируемых базальтов не вписываются ни в один тип океанических базальтов, геохимия редкоземельных эле-

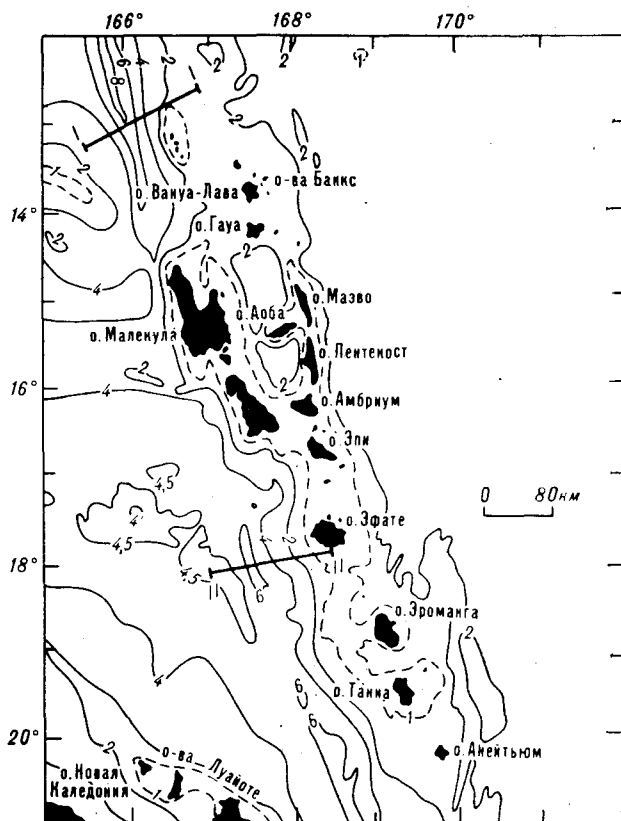


Рис. 1. Ново-Гебридский архипелаг и Ново-Гебридский желоб.

I — I, II — II — профили станций драгирования.



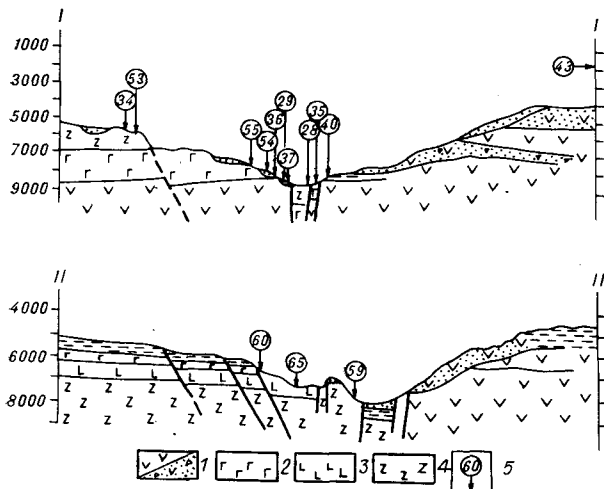


Рис. 2. Геологические разрезы Ново-Гейбридского жёлоба (см. рис. 1):

1 — комплекс андезитов и их туфов островодужного типа; 2 — пиллоу-лавы афировых базальтов; 3 — пиллоу-лавы порфирировых базальтов; 4 — пиллоу-лавы редкопорфирировых базальтов и долеритов; 5 — станции драгирования.

ментов которых приведена в фундаментальной сводке [9].

Напротив, содержания РЗЭ и характер их распределения (с учетом положительной аномалии европия) в вулканитах первого выделяемого типа абсолютно подобны этим же свойствам континентальных толеитов (дифференцированные траппы древних платформ) [1, 2, 7, 8].

II тип вулканитов (станции 28, 29, 35, 65) характеризуется относительно низкими содержаниями  $TiO_2$  (1,10—1,40 %), ванадия (150—180 ppm) и высокими концентрациями хрома (150—400 ppm), никеля (80—130 ppm) (рис. 4).

Редкоземельные элементы этого типа вулканитов имеют содержания, превышающие хондритовые в 10—20 раз. Слабо проявлено преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, иногда (ст. 65) оно вообще отсутствует ( $La/Yb = 1$ ). Совершенно отсутствуют европиевые аномалии. Геохимические характеристики (содержания и соотношения РЗЭ и фемафильных элементов) вулканитов этого типа делают их похожими на толеиты срединно-океанических хребтов, толеиты океанических плато и толеитовые континентальные недифференцированные базальты древних платформ.

Сравнение характера распределения РЗЭ базальтов этого типа с поведением лантаноидов в толеитах срединно-океанических хребтов и толеитах океанических плато, характеризующихся постоянным дефицитом легких лантаноидов [9], не позволяет признать сходство сравниваемых типов пород. В то же время со-

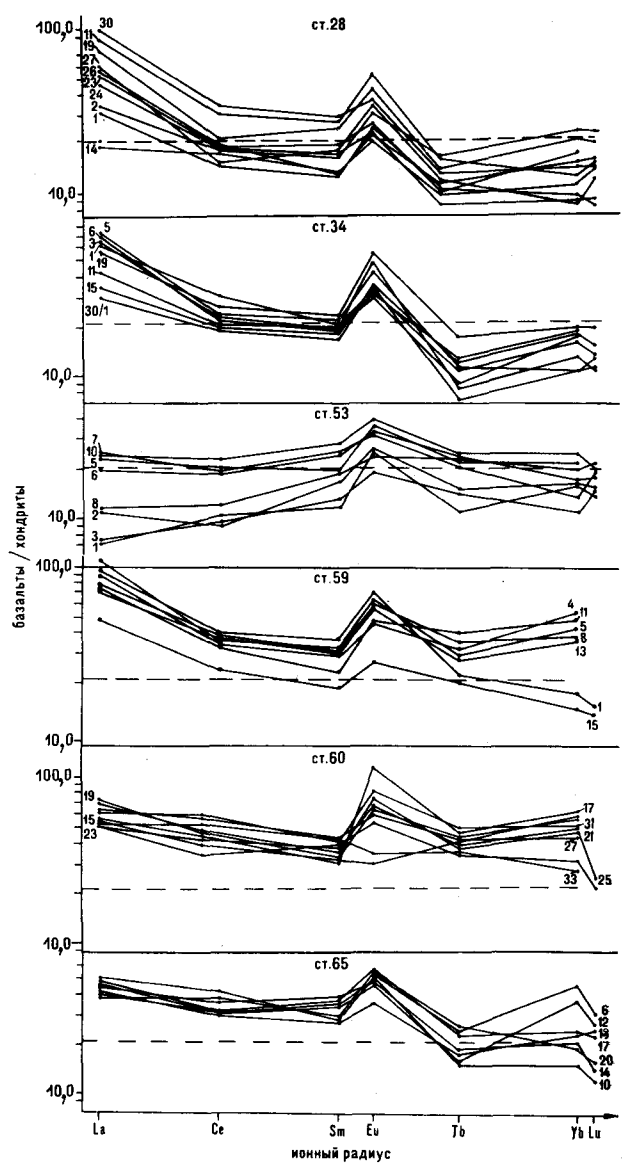


Рис. 3. Распределение РЗЭ в вулканитах I типа. Здесь и далее цифры у линий — номера образцов.

держания и соотношения лантаноидов в толеитовых недифференцированных базальтах древних платформ, напротив, наиболее близки аналогичным характеристикам базальтов второго типа [1, 2, 7, 8].

III тип вулканитов (шошонит-андезитовый, станции 29, 37, 40, 43, Е4, 54) отличается от I и II типов низкими содержаниями  $TiO_2$  (0,60—1,0 %), хрома (20—70 ppm), никеля (10—30 ppm), кобальта (20—30 ppm) (рис. 5).

Концентрации РЗЭ превышают хондритовые в 10—20 раз. Легкие лантаноиды, как правило, преобладают над тяжелыми. Характерным признаком этого типа вулканитов является наличие положительных и отрицательных аномалий европия.

**Химический состав вулканических пород Ново-Гебридского желоба, мас. %**

Станция/образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ппп	Сумма
28/29	46,89	1,22	15,60	5,18	5,52	0,18	6,00	12,53	2,45	0,80	0,10	0,17	2,13	98,67
29/1	50,07	0,80	16,70	3,71	5,89	0,17	4,84	6,58	4,80	1,25	0,10	0,13	3,72	98,66
34/1	46,54	1,74	14,40	5,15	4,83	0,15	5,80	13,30	2,90	0,75	0,10	0,26	3,47	99,29
34/3	48,66	1,87	15,00	5,03	6,12	0,21	6,30	10,50	2,80	0,70	0,10	0,27	1,05	98,51
37/1	47,95	0,68	18,20	5,27	4,25	0,31	5,85	9,73	3,00	2,50	0,10	0,28	1,77	99,79
37/2	49,16	0,90	17,30	5,85	4,20	0,17	5,09	10,08	3,00	3,30	0,10	0,35	0,56	99,96
40/1	49,86	0,99	16,50	5,03	4,94	0,18	5,04	9,10	2,80	3,00	0,63	0,31	1,63	100,01
43/2	51,49	0,84	16,90	4,07	5,80	0,18	5,85	9,94	2,90	1,30	0,10	0,23	0,50	100,00
43/3	47,95	0,86	15,00	2,86	6,18	0,17	10,23	11,34	2,00	0,95	0,10	0,22	2,10	99,86
53/1	49,37	1,26	14,80	4,79	6,58	0,18	7,91	11,13	2,65	0,45	0,10	0,13	0,72	99,97
53/2	49,02	1,60	14,30	6,44	5,17	0,15	6,60	10,99	2,90	1,00	0,10	0,15	1,83	100,15
59/1	50,78	3,01	15,50	7,01	4,34	0,17	4,28	7,49	4,40	1,65	0,10	0,54	0,79	99,96
59/2	50,43	2,86	14,80	5,85	4,68	0,17	4,08	7,98	4,50	2,80	0,10	0,54	1,35	100,04
60/24	48,67	2,41	14,70	10,58	3,97	0,18	4,08	8,47	4,05	1,20	0,10	0,41	1,45	100,17
60/33	47,95	2,48	16,20	11,26	3,59	0,25	3,45	7,28	4,00	1,35	0,10	0,37	1,66	99,84
65/7	47,95	1,32	17,30	5,79	4,02	0,18	6,65	11,76	2,90	0,32	0,10	0,11	1,47	99,77
65/10	48,31	1,32	17,30	5,79	4,02	0,19	6,55	11,90	2,80	0,44	0,10	0,12	1,60	100,34

Примечание. Анализы выполнены в ЦАЛ ПГО Таежгеология. Аналитики Н. Ю. Смолякова, Т. Е. Пономаренко, З. Н. Меркурьева.

По содержанию ванадия андезиты восточного склона желоба превосходят андезиты западного склона более чем в два раза.

По совокупности геохимических признаков, приведенных для характеристики этого типа вулканитов, они абсолютно подобны толеитовым и высокоглиноземистым островодужным базальтам различных провинций [1, 2, 7, 8].

Разделение вулканических пород Ново-Гебридского желоба на три типа особенно отчетливо проявляется на рис. 6.

Содержания фемафильных элементов (V, Cr, Co, Ni) в породах коррелируются с содержанием магния и основной пород. Вариации содержания фемафильных элементов в основных породах невелики. Высокие содержания

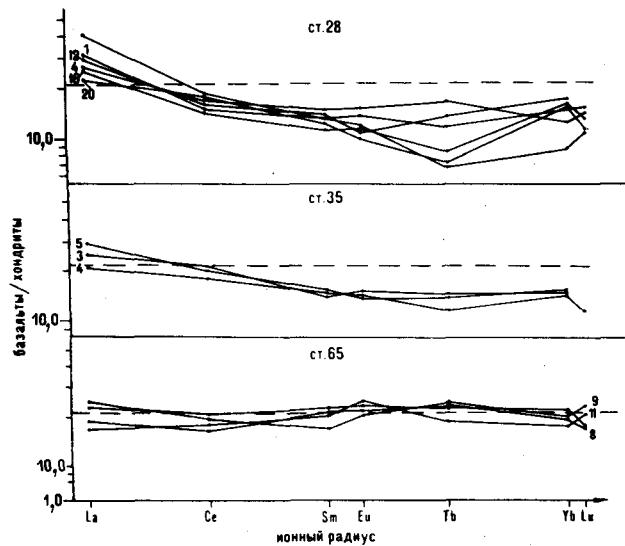


Рис. 4. Распределение РЗЭ в вулканитах II типа.

перечисленных элементов характерны для глубоких мантийных пород и для глубоких магматических пород, непосредственно вытекающих из мантии [3, 4, 6].

Из имеющихся в нашем распоряжении признаков генетического подразделения пород используем еще один — относительную концентрацию европия. По Ю. А. Балашову, разница

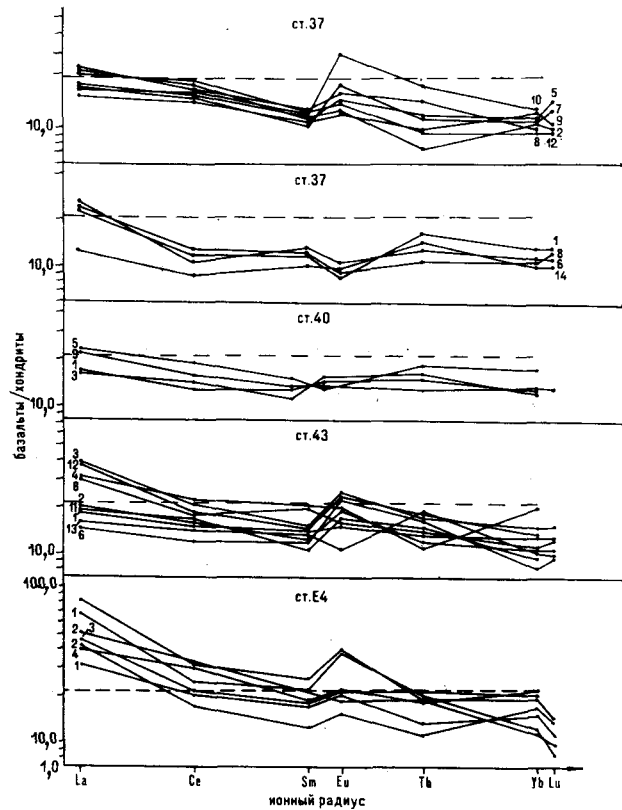


Рис. 5. Распределение РЗЭ в вулканитах III типа.

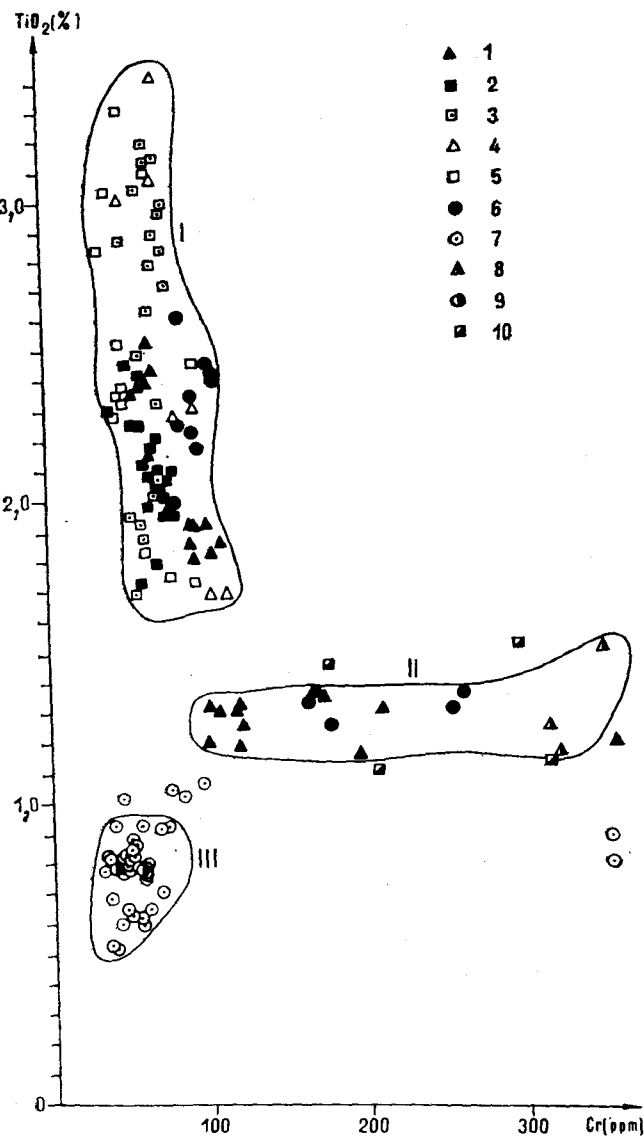


Рис. 6. Диаграмма  $TiO_2$  — хром для вулканитов I, II и III типов Ново-Гейбридского желоба:

1 — базальты станции 28; 2 — базальты станции 34; 3 — базальты станции 60; 4 — базальты станции 53; 5 — базальты станции 59; 6 — базальты станции 65; 7, 8 — шшониты и андезиты станций 29, 35, 37, 40, 43; 9 — андезиты острова Эфате; 10 — траппы древних платформ.

в относительной концентрации европия может служить в качестве фундаментального классификационного признака генетического подразделения пород: в первичных мантийных магмах и сериях пород, формировавшихся в ходе фракционной кристаллизации только темноцветных породообразующих минералов, содержание европия близко или тождественно хондритовому; в породах, образовавшихся при фракционной кристаллизации породообразующих минералов с участием плагиоклазов, должны существовать аномалии относительного содержания европия. Этот признак в сочетании с данными по составу и содержанию РЗЭ позволяет надежно разделять близкие по петрографическим и петрохимическим характеристикам типы пород.

Используя эти свойства фемафильных и редкоземельных элементов, можно заключить, что наиболее глубинными и примитивными по составу вулканическими породами Ново-Гейбридского желоба являются базальты и долериты выделенного типа II, которые распространены главным образом в днище и у основания склонов желоба.

Вулканиты типа I содержат меньшие количества хрома, никеля, кобальта и по этому признаку являются менее глубинными. Показателем дифференцированности этих вулканитов служит наличие европиевой аномалии, положительный характер которой свидетельствует о возникновении породообразующего расплава на поздних этапах процесса фракционной кристаллизации с участием плагиоклаза.

Очень низкие содержания фемафильных элементов в породах третьего (шшонит-андезитового) типа вулканитов Ново-Гейбридского желоба свидетельствуют о малоглубинном коровом происхождении этого типа пород, содержания и соотношения лантаноидов предполагают их образование в процессе фракционной кристаллизации расплава с участием плагиоклаза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976.
2. Балашов Ю. А., Нестеренко Г. В. Распространенность РЗЭ в траппах Сибирской платформы // Геохимия. — 1966. — № 7. — С. 854—860.
3. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. — М.: Наука, 1980.
4. Козарко Л. Н., Лактионова Н. В., Классова Н. С. Геохимия элементов семейства железа в йодит-уртитовом комплексе Хибинского массива // Геохимия. — 1973. — № 7. — С. 985—997.
5. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фа-

- перозойских подвижных поясов. — М.: Наука, 1985.
6. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры в верхней мантии Земли. — М.: Наука, 1975.
7. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
8. Jakes P., Gill J. Rare earth elements and island arc tholeiitic series // Earth Planet. Sci. Lett. — 1971. — V. 13, N 1. — P. 71—75.
9. Saunders A. D. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins // Rare Earth geochemistry, Elsevier. — 1984. — V. XII. — P. 205—236.

ИТГ, ТОИ ДВО АН СССР  
Хабаровск  
Владивосток

Поступила в редакцию  
7 мая 1990 г.

## О ВОЗМОЖНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КОЛЬЦЕВЫХ МАССИВОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Приведены результаты газогеохимических исследований кольцевых массивов Чад, Кондер и Ингили, приуроченных к северо-восточному склону Алданской синеклизы. Установлена газогеохимическая аномалия в

В результате комплексных исследований массивов центрального типа, широко распространенных на северо-восточном склоне Алданского щита, Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР впервые в этом регионе были установлены выходы метанового газа (см. рисунок, таблицу).

Включение в программу изучения признаков нефтегазоносности нетрадиционных в этом отношении региональных объектов было основано на следующих исходных положениях.

1. В результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, а также нефтепоисковых работ в различных районах Земли установлены горизонтальные зоны трещиноватости в пределах кристаллического фундамента на глубинах до 5–7 км, которые могут служить резервуарами для накопления углеводородов.

2. Известны многочисленные проявления нефти и газа в массивах центрального типа [2, 8], а также в магматических и метаморфических породах от поверхностных выходов до залежей на глубине нескольких тысяч метров [11]. Изучение включений в минералах метаморфизованных толщ показало повышенные концентрации углеводородных компонентов вдоль разрывных нарушений [7].

3. Массивы центрального типа и кимберлитовые трубки приурочены к положительным структурным элементам осадочного чехла и могут быть ловушками для нефти и газа.

4. С этими структурами связана разгрузка глубинных флюидов и подземных вод осадочных отложений, вмещающих интрузивные комплексы, что определяет благоприятные условия для образования скопления углеводородов.

5. В Швеции уже проводится широкий комплекс нефтепоисковых работ на обширной площади Сильянской кольцевой структуры, в пределах которой обнаружены выходы горючего газа на поверхность [14].

Для Алданского щита и его окраин весьма характерно развитие магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами. Автором были выполнены маршрутные рекогносцировочные газогеохимические исследования трех кольцевых массивов

краевой части массива Ингили, которая выражена в выходах метановых газов в поле развития кислородно-азотных и азотных газов.

Чад, Кондер и Ингили. Они располагаются вблизи сочленения Алданского щита с интенсивно дислоцированными зонами прилегающих складчатых областей. Общим для них является концентрическое зональное строение, наличие ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, несущих редкоземельную минерализацию [5]. Ингилийский массив отличается ограниченным развитием ультраосновных и значительным распространением нефелинпироксенитов пород, нефелиновых сиенитов и карбонатитов [9]. Чадский массив расположен в области развития кристаллических образований фундамента, Кондерский — рифейских осадочных отложений, Ингилийский — протерозойских гранитов и гнейсов, вблизи которых в пределах узкой полосы рифей-вендские осадочные отложения вертикально вздернуты. Далее осадочные отложения приобретают субгоризонтальное залегание.

Северо-восточный склон Алданской антеклизы является бортом глубоко погруженного Юдомо-Майского прогиба и смежной с ним более мелкой Алдано-Майской впадины. Глубина погружения фундамента в центральной

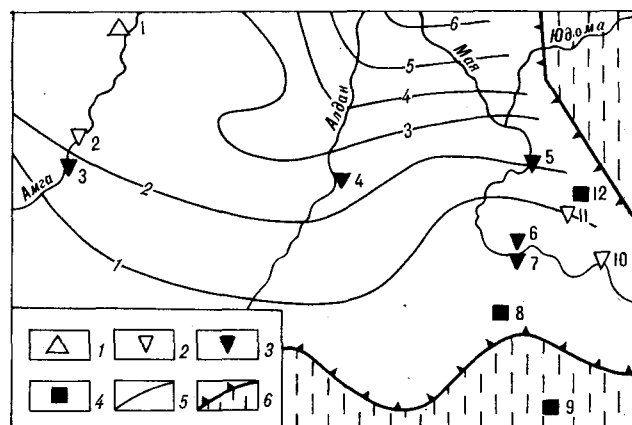


Схема исследований газопроводов на северо-восточном склоне Алданской антиклизы.

1–4 — пункты отбора и вид газа: 1 — скважина (спонтанный), 2 — источник (спонтанный), 3 — источник (остаточно растворенный), 4 — дно поверхностных водоемов в пределах кольцевых массивов (спонтанный); 5 — изопрофи отложений комплекса выполнения (км); 6 — граница развития на поверхности комплекса основания.

**Химический состав газов**

Номер на схеме	Местонахождение и возраст пород	Состав газа, объемные проценты					
		CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> S	O <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	гр. Ar	гр. He
1 *	Амга II, скв. I ОП (942—1018), R <sub>3</sub>	1,5 **	0,0	4,0	94,5	—	—
2 *	Левый берег р. Амга, C <sub>1</sub>	7,5 **	1,6	0,0	91,9	1,018	0,459
3 *	Правый берег р. Амга, C <sub>1</sub>	0,3 **	0,0	0,0	99,7	1,058	0,027
4 *	Правый берег р. Алдан, C <sub>2</sub> ***	3,2	9,4	0,0	87,4	1,708	0,003
5 *	Правый берег р. Мая, R <sub>3</sub> ***	7,1	4,3	0,5	88,1	1,758	0,001
6 *	Правый берег р. Мая, R <sub>3</sub> ***	2,9	10,7	0,2	86,2	1,659	0,002
7 *	Левый берег р. Мая, R <sub>3</sub> ***	4,0	19,5	0,0	76,5	1,582	0,002
8	Структура Кондер	1,2	13,1	0,0	85,8	1,037	0,004
9	Структура Чад	1,1	17,4	0,0	81,6	0,957	0,004
10	Правый берег р. Мая, R <sub>3</sub>	1,1	1,0	61,9	37,3	0,546	0,004
11	Левый берег р. Ингили, R <sub>3</sub>	0,8	2,9	0,0	96,4	1,011	0,005
12	Структура Ингили, R <sub>3</sub>	5,3	1,3	81,2	13,3	1,168	0,008
12	Структура Ингили, R <sub>3</sub>	8,0	0,7	76,9	12,8	0,268	0,002

Примечание. \* — исследования и анализы выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ, без знака — ИТИГ, ВНИГРИ, \*\* — газ с запахом сероводорода, \*\*\* — пробы отобраны «бутылкой Савченко».

части Алдано-Майской впадины превышает 6 км, а в Юдомо-Майском прогибе достигает 12—15 км [13]. Фундамент сложен интенсивно дислоцированными метаморфическими образованиями архея и раннего протерозоя и перекрыт терригенно-карбонатными отложениями средне-верхнепротерозойского и кембрийского возраста.

Алдано-Майская впадина характеризуется спокойным субгоризонтальным залеганием осадочного выполнения с присущим для платформ развитием куполовидных, брахиформных и валлообразных структур. На территории Юдомо-Майского перикратонного прогиба наблюдаются узкие гребневидные антиклинали и широкие корытообразные синклинали.

Мнения относительно перспектив нефтегазонасности северо-восточного склона Алданского антиклинория разделились. Преобладают представления о высоких перспективах нефтегазонасности Алданской и северной части Майской впадин [4, 10]. Предполагается, что массовый характер нафтидопроявлений свидетельствует о наличии в недрах нефтяных залежей. Обосновываются значительные масштабы генерации нефти с позиции осадочно-миграционной гипотезы происхождения углеводородов. Разрез докембрийских отложений района отнесен к весьма благоприятным для нефтенакопления с сочетанием нефтепроизводящих, коллекторских и экранирующих толщ. Для южной части Майской впадины характерна глубокая эрозия и размыв перспективных кембрийских отложений, что позволило отнести эту территорию к неперспективным. Ряд исследователей [6, 12] считают, что процессы нефтегазообразования здесь протекали в сравнительно ограниченных масштабах, а известные в этом районе нефтепроявления свидетельствуют о разрушении имевшихся там ско-

плений. Такому представлению соответствуют и фактические данные о составе водорастворенных и свободных (или спонтанно выделяющихся из воды) газов.

В результате многолетних исследований ВСЕГЕИ [1] в пределах северо-восточного склона Алданской антеклизы по более или менее равномерной сетке было обследовано более 50 источников, питающихся водами из отложений кембрийского и верхнепротерозойского возраста.

По общему составу газы довольно однообразны — кислородно-азотные или азотные с той или иной примесью кислых газов (углекислоты и сероводорода) и редко со следами метана. Кислородно-азотные газы характеризуются близкими к воздушному содержаниями инертных газов и связаны с пресными водами неглубокой циркуляции. Азотные газы отличаются повышенным содержанием гелия и свойственны восходящим солоноватым водам глубоких горизонтов. Такие газы, но с примесью метана, характеризуют воды верхнепротерозойских отложений, вскрытые Амгинской скважиной 1 ОП на глубине 942—1018 м.

В обобщающих работах [3] в пределах северо-восточного склона Алданского щита вертикальная зональность природных газов ограничена по разрезу кислородно-азотных газов азотными. Мощность верхней зоны кислородно-азотных газов не превышает 100—200 м, а мощность зоны азотных газов достигает 2000 м и более.

Преобладающая часть газа, изученного в результате наших работ, по общему составу и содержанию инертных газов не отличается от газов, охарактеризованных выше, условия их выхода не представляют интерес.

Газы с максимальным содержанием метана (до 82 %) были обнаружены в пределах Ин-

гилийского кольцевого массива. Так же как и на Сильянской кольцевой структуре в Швеции, выходы метанового газа установлены в краевой приразломной зоне массива, образовавшей кольцо озер. Интенсивное выделение газа наблюдалось со дна озер, где осадки представлены остроугольными обломочными породами, перекрытыми грубозернистыми песками мощностью 1—3 см.

По условиям выхода (отсутствие илистых осадков) и по своему составу (повышенное

содержание гелия) газы относятся к миграционным и могут свидетельствовать о наличии залежей углеводородов на глубине. В приразломной зоне Ингилийского массива в результате бурения скважины глубиной 300 м установлена положительная геотермическая аномалия, проявившаяся и в отсутствии там многолетней мерзлоты, что может быть следствием современного проявления конвективного массопереноса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Басков Е. А. Подземные воды Алдано-Амгинского междуречья/ВСЕГЕИ.— Л., 1960.— С. 29—47.— (Информ. сборник, № 31).
2. Войтов Г. И. Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах Земли // Журн. Всес. хим. о-ва им. Д. И. Менделеева.— 1986.— Т. XXXI, № 5.— С. 533—540.
3. Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 1.— М.: Недра, 1976.
4. Завацкий В. А., Бабошина В. А. К проблеме дальнейших поисков нефти и газа на юге материковой части Дальнего Востока // Тр. ВНИГРИ.— 1979.— Вып. II.— С. 47—56.
5. Зеленко Н. Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита // Тр. Всесоюз. аэро-геол. треста.— 1961.— Вып. 7.— С. 52—66.
6. История нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции на востоке Сибирской платформы.— М.: Наука, 1986.
7. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1988.
8. Кудрявцев Н. Н. Нефть, газ, твердые битумы в изверженных и метаморфических породах.— Л.: Гостоптехиздат, 1959.
9. Максимов Е. П. Позднемезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита // Изв. АН СССР.— Сер. геол.— 1972.— № 3.— С. 33—45.
10. Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР/Под ред. А. А. Трофимука.— М.: Недра, 1971.
11. Панасенко Л. Н. Нефтегазоносность вулканогенных толщ в различных геологических провинциях мира/ИГН АН УССР.— Киев, 1985.
12. Соколов Б. А., Егоров В. Н., Яраскут О. В. Историко-генетическая оценка перспектив нефтегазоносности восточного края Сибирской платформы и запада Верхоянского орогена // Проблемы методики поиска, разведки и освоения нефтяных и газовых месторождений Якутской АССР. Ч. I/ЯФ АН СССР.— Якутск, 1983.— С. 41—44.
13. Ставцев А. П. Некоторые вопросы тектонического районирования Юго-Востока Сибирской платформы и сопредельных областей // Вопросы региональной геологии СССР.— М.: Недра, 1971.— С. 82—90.
14. Fish F., Staats W. E. GRJ's Basin research on gas origin, migration // Oil and Gas J.— 1986.— N 10.— P. 120—126.

ИТИГ ДВО АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
12 апреля 1990 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

И. К. Туезов

## О СТАТЬЕ Ю. А. КОСЫГИНА «ЗЕМЛЯ И ВРЕМЯ»

Поддерживается представление Ю. А. Косыгина о длительности, сложности и многообразии настоящего, прошедшего и будущего времени как философских и геологических категорий. В то же время высказываются сомнения в резонности представлений автора о дискретности времени, о времени как источнике энергии, о неприменимости понятия времени к

к проблемам геологического времени и времени как философской категории Ю. А. Косыгин обращался ранее. Сначала [2—4] он основное внимание уделял возрасту Земли, рассматривая последнюю как космический объект. Известно, что в качестве канонического принят возраст Земли, равный 4,56 млрд лет. Ю. А. Косыгин указывает, что существуют данные о возрасте нашей планеты, приводящие к цифрам 8—13 и даже 25,83 млрд лет. Эти данные явно расходятся с установившимися представлениями о возрасте Земли и Вселенной и поэтому считаются ошибочными или объясняются наложением радиоактивных процессов. Ю. А. Косыгин считает такие мнения преждевременными и поспешными. Это его замечание вызывает положительную реакцию, так как, согласно общеизвестной истине, только изучение фактов, не укладывающихся в рамки сегодняшних представлений, может обеспечить прогресс знаний.

Работа Ю. А. Косыгина «Земля и время» [1] целиком посвящена рассмотрению проблемы времени в его геологическом и философском аспектах. Прежде всего хотелось бы отметить, что в ней обоснованно большое внимание уделено понятию «настоящее время». На самом деле, что такое «настоящее время»? Автор справедливо указывает, что его нельзя определять как точку (мгновение) между прошлым и будущим, так как не успеет какое-либо событие, независимо от его масштаба, произойти, как оно уже становится достоянием прошлого. Ю. А. Косыгин отмечает, что хотя нет четких критериев для выделения настоящего времени, однако один фактор в нем неизбежно присутствует — это длительность.

«бессобытийным» областям, о справедливости постулата «слой налегающий моложе подстилающего слоя», о современности замечаний о вреде терминов «гранитный» и «базальтовый» слои земной коры. Делается вывод, что в статье подняты кардинальные проблемы философии и геологии, требующие дальнейшей разработки автором статьи и другими учеными.

Ведь мы не говорим, что какое-то действие, которое является непрерывным, мы начали совершать в прошлом, а закончили в настоящем времени. В прошлом и будущем, замечает автор, непосредственные наблюдения и ощущения невозможны. Он приводит примеры с шахматной партией, выступлением с лекцией, чтением книги. Действительно, как-то не очень привычно, не очень уместно будут звучать фразы: «Я начал играть партию шахмат в прошлом, закончил в настоящем времени» или «Я начал читать лекцию в прошлом, закончил в настоящем». И хотя в этих фразах словосочетания «начал играть», «начал читать» употребляются в прошедшем времени, тем не менее мы понимаем, что действие происходит в настоящем времени. Оно, будучи слитным и единым, не разделяется для нас на действие, начатое в прошлом и происходящее сейчас, а воспринимается как действие, происходящее в настоящее время.

Мы можем, играя в шахматы, слушать радио. Возникает эффект, который Ю. А. Косыгин называет наложением времени, поскольку время для нас существует тогда, когда мы его ощущаем через какие-то события.

В рассматриваемой статье говорится об индивидуальном и групповом настоящем времени. В качестве примера индивидуального времени приводится пример человеческой жизни, которая начинается с рождения человека и заканчивается его смертью. Групповое время существует для общности людей, для определенного коллектива.

Ю. А. Косыгин говорит также о связи настоящего времени с пространством, об иерархии настоящего времени, его специализации и

динамичности, т. е. о многообразии настоящего времени. Думается, что в этом с ним можно полностью согласиться, так как действительно время вообще, а настоящее в особенности, многолико и многообразно.

Интересными и заслуживающими внимания представляются замечания о том, что «к мифическому и эпическому времени никак не приложимо понятие длительности» [1, с. 90], что литологически охарактеризованные слои, как правило, имеют региональное распространение, а биостратиграфические признаки могут иметь глобальный охват [1, с. 96], о выделении трех видов экстраполяции в будущее: функционального, событийного и интуитивного, замечания о том, что экстраполяция в будущее к прямой оси времени является важным и пока непреодолимым препятствием для прогноза землетрясений с указанием его времени и места [1, с. 100].

В связи с тем, что настоящее время определяется не как мгновение или точка между прошлым и будущим, а ему приписывается свойство длительности, Ю. А. Косыгин пишет, «человеческая жизнь представляет предельное индивидуальное настоящее время» [1, с. 75]. Применительно к индивидуальному настоящему времени с такой формулировкой предельного настоящего времени, по-видимому, можно согласиться. А как быть с определением предельного группового времени, если под групповым временем понимать время какого-то общества людей? Под сообществом людей можно понимать население города, острова, страны, нации и, наконец, цивилизацию. В качестве предельного настоящего времени в этом случае может рассматриваться по аналогии с предельным индивидуальным настоящим временем продолжительность жизни населения города, острова, страны, нации, цивилизации. В принципе, если исходить из представлений о бесконечности времени, то такой подход к предельному групповому настоящему времени, вероятно, вполне допустим.

Применительно к прошедшему времени выделены: «1) личное прошедшее время, 2) историческое прошедшее время и 3) геологическое прошедшее время» [1, с. 88]. Думается, к этим трем «слоям» (по Ю. А. Косыгину) прошедшего времени следует добавить 4) астрономическое (космическое) прошедшее время.

Ссылаясь на дискретность вещества, энергетических полей, лучей, Ю. А. Косыгин приходит к выводу о дискретности времени. В качестве кванта времени он рассматривает хронон, равный  $10^{-24}$  с. Однако представляется, что хронон скорее характеризует не дискретность времени, а представляет собой единицу его измерения.

Ю. А. Косыгин пишет, что «время можно рассматривать как источник энергии» [1, с. 82]. В качестве примера он приводит сон: человек чувствует себя обычно более бодрым после сна, следовательно он откуда-то получает дополнительную энергию. Кроме того, он говорит о том, что во время сна индивидуальное время исчезает. Отсюда логический вывод: если индивидуальное время в течение сна исчезает, а человек во время сна получает дополнительную энергию, то время преобразуется в энергию. Но всегда ли человек себя чувствует более бодрым после сна, чем до? Наверное, каждый может припомнить из своей жизни случаи, когда из-за плохого сна, из-за кошмаров во сне он просыпался не отдохнувшим, а разбитым и более уставшим, чем до сна.

По мнению Ю. А. Косыгина, представление об исчезновении индивидуального времени и его превращении в энергию «может быть распространено на макрокосм и ведет к предположению о постоянном исчезновении пространства и времени в крупных, возможно, внегалактических областях Вселенной» [1, с. 83]. Далее он пишет: «Можно допустить, что не события фиксируют ход времени..., а что время создает события и определяет эволюцию» [4, с. 84]. Нет слов, это оригинальная точка зрения: время из бесстрастного фиксатора событий превращается в их источник. Она, наверное, заслуживает внимания и дальнейшей разработки. Однако представляется более реальным исходить из того, что время лишь неизбежный спутник накопления энергии и происходящих событий, а не их источник. Источник энергии — вещество.

Далее мы читаем: «Возможно, что наша пространственно-временная Вселенная находится в окружении „бессобытийной“ области, к которой понятие „время“ вообще неприменимо» [4, с. 81]. Думается, что вполне можно представить себе такую область, в которой не происходит никаких событий, не перемещаются частицы вещества, не движутся электромагнитные волны и даже отсутствуют гравитационные силы. Однако утверждать, что к таким областям неприменимо понятие времени, можно, как нам кажется, лишь в том случае, если «бессобытийные» области существуют вечно. В противном случае можно говорить о начале и конце существования «бессобытийной» области. А если эти начало и конец соотносить с событиями в соседних пространствах, то можно говорить и о времени возникновения и о времени прекращения существования такой области, привязав их к событиям в этих соседних пространствах. То есть можно ограничить какими-то временными рамками время существования «бессобытийной» области или,



иначе говоря, приложить к этой области понятие времени.

В свете последних исследований вызывает сомнение один из постулатов геохронологии: для слоистой структуры «слой, залегающий в этой структуре, моложе подстилающего слоя» [4, с. 94]. Сейчас, когда многими исследователями доказывается примат горизонтальных движений, в результате которых древние толщи сплошь и рядом оказываются лежащими выше, чем молодые, этот постулат подвергается серьезным сомнениям. Примеры подобного залегания разновозрастных образований приводятся и в рассматриваемой статье.

Трудно согласиться с автором статьи, что ошибочная трактовка геологического содержания терминов «гранитный» и «базальтовый» слои «похитила десятилетия в развитии геологических наук, что соразмерно с „лысенковскими“ потерями в советской биологии и ничем не оправданной задержкой в признании кибернетики» [1, с. 93]. Это представляется сильным сгущением красок, не гармонирующим с серьезностью обсуждаемых в статье вопросов. Как справедливо отмечает сам автор, еще Б. Гутенберг писал, что условные термины «базальтовый» и «гранитный» слои характеризуют только свойственные этим слоям скорости прохождения упругих волн, а отнюдь не их петрографический состав. В выступлении на Первом совещании по глубинному сейсмическому зондированию земной коры в Москве в 1960 г. известный советский геофизик Ю. Н. Годин говорил о том, что земная кора на всю ее мощность, вероятно, сложена метаморфическими и интрузивными комплексами.

Такие представления о геологической природе земной коры, подтвержденные Кольской сверхглубокой скважиной, утвердились среди геологов и геофизиков не менее двух-трех десятилетий назад. Эволюция взглядов на геологическую природу земной коры проходила на памяти автора данной заметки. Я не помню ни одного известного исследователя, утверждавшего, что упомянутые геофизические терминны соответствуют их петрологическому содержанию. Не вспоминается и ни одного более или менее крупного совещания, на котором серьезно утверждалось бы подобное.

В заключение некоторые замечания в связи с рассматриваемыми в статье проблемами. Во-первых, хочется подчеркнуть двойственность настоящего и прошедшего времени. Двойственность первого заключается в том, что не успели мы зафиксировать какое-то событие настоящим временем, как оно уже становится достоянием прошлого. Двойственность второго кроется в том, что оно когда-то было настоящим со всеми присущими ему атрибутами. Во-вторых, к главным признакам времени следует относить непрерывность и необратимость, к главным признакам пространства — непрерывность и обратимость.

Статья Ю. А. Косыгина является серьезным исследованием одной из основных философских категорий. Она безусловно вызовет желание у ученых обратиться к ее изучению. Хотелось бы также пожелать, чтобы автор в исследовании этой проблемы не остановился на достигнутом. В статье им подняты серьезные вопросы естествознания, которые требуют дальнейшей разработки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин Ю. А. Земля и время // Тихоокеан. геол.—1990.— № 1.— С. 73—104.
2. Косыгин Ю. А. Земля и Вселенная // Там же.—1986.— № 5.— С. 89—94.

3. Косыгин Ю. А. Земля и Вселенная // Природа.—1986.— № 12.— С. 79—83.
4. Косыгин Ю. А. Тектоника геосфер/ДВО АН СССР, Владивосток; Хабаровск.—1988.

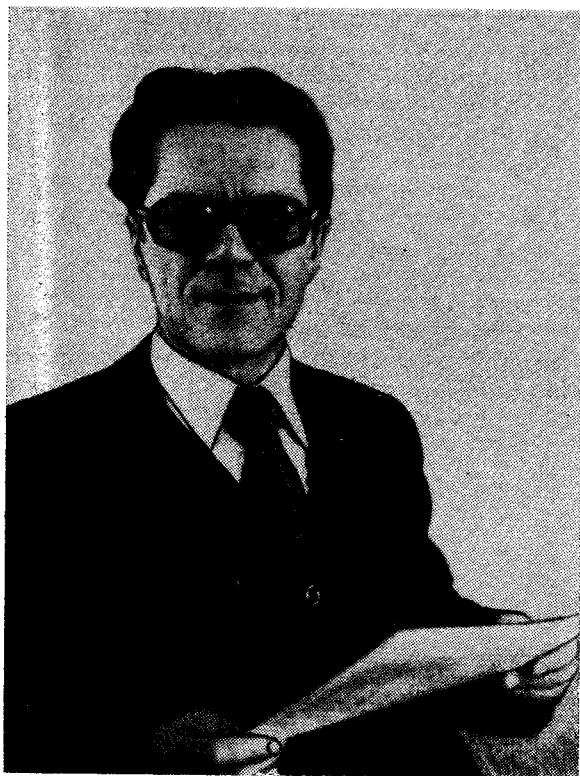
ИГиГ ДВО АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
7 мая 1990 г.

## ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

## ИВАН НИКОЛАЕВИЧ ГОВОРОВ

(к 70-летию со дня рождения)



11 сентября 1990 г. исполнилось 70 лет Ивану Николаевичу Говорову, доктору геолого-минералогических наук, профессору, главному научному сотруднику Дальневосточного геологического института.

Производственная геологическая деятельность И. Н. Говорова началась в 1943 г., когда после окончания геолого-почвенного факультета МГУ он был направлен на работу в трест Сибгеолнеруд (г. Иркутск), где в качестве геолога Мамской геолого-разведочной экспедиции участвовал в поисках стратегического сырья для нужд оборонной промышленности.

В 1946—1949 гг. учился в аспирантуре при Институте геологических наук АН СССР, после окончания которой начал работать в Дальневосточном филиале АН СССР младшим, а затем старшим научным сотрудником. В 1950 г. защитил кандидатскую диссертацию.

С этого времени вся творческая и научно-организационная деятельность И. Н. Говорова связана с Дальневосточным регионом. Возглавляя отдел геологии, а позднее минералогии и геохимии филиала, он проводил большую работу по организации лабораторий физико-химических методов исследований и по воспитанию и подбору научных кадров. Все это обеспечило организацию соответствующих структур при создании в 1959 г. Дальневосточного геологического института, в котором И. Н. Говоров заведует сначала лабораторией геохимии и минералогии, а затем отделом геохимии, курируя исследования по геохимии эндогенных руд и магматических пород, проводимые в других подразделениях Института.

Высокий уровень исследований выдвинул И. Н. Говорова в число ведущих специалистов страны в области изучения процессов петрогенезиса и рудообразования, протекавших на активной континентальной окраине Северо-Западной Пацифики. Он основоположник Дальневосточной школы региональной геохимии и генетической минералогии. Большой научный резонанс получили его первые работы по изучению редкометалльно-флюоритовых месторождений Дальнего Востока, где он впервые выделил и описал формацию апокарбонатных грейзенов и установил ряд геохимических и физико-химических особенностей их формирования. Его достижения отражены во всех генетических классификациях метасоматических образований и отмечены в 1953 г. премией Президиума АН СССР.

Наиболее важные теоретические работы И. Н. Говорова касаются общей проблемы рудоносности магмы, роли газовой-флюидных систем в постмагматическом рудообразовании. Развивая представления выдающихся советских ученых А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, Д. С. Коржинского, И. Н. Говоров на основе анализа экспериментальных данных и природных наблюдений наметил общие закономерности изменения химизма рудоносных дистиллятов в процессе кристаллизации гранитоидных и андезитовых магм, разработал модели процесса рудогенеза, связанного с глубинны-

## ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

## ИВАН НИКОЛАЕВИЧ ГОВОРОВ

(к 70-летию со дня рождения)



11 сентября 1990 г. исполнилось 70 лет Ивану Николаевичу Говорову, доктору геолого-минералогических наук, профессору, главному научному сотруднику Дальневосточного геологического института.

Производственная геологическая деятельность И. Н. Говорова началась в 1943 г., когда после окончания геолого-почвенного факультета МГУ он был направлен на работу в трест Сибгеолнеруд (г. Иркутск), где в качестве геолога Мамской геолого-разведочной экспедиции участвовал в поисках стратегического сырья для нужд оборонной промышленности.

В 1946—1949 гг. учился в аспирантуре при Институте геологических наук АН СССР, после окончания которой начал работать в Дальневосточном филиале АН СССР младшим, а затем старшим научным сотрудником. В 1950 г. защитил кандидатскую диссертацию.

С этого времени вся творческая и научно-организационная деятельность И. Н. Говорова связана с Дальневосточным регионом. Возглавляя отдел геологии, а позднее минералогии и геохимии филиала, он проводил большую работу по организации лабораторий физико-химических методов исследований и по воспитанию и подбору научных кадров. Все это обеспечило организацию соответствующих структур при создании в 1959 г. Дальневосточного геологического института, в котором И. Н. Говоров заведует сначала лабораторией геохимии и минералогии, а затем отделом геохимии, курируя исследования по геохимии эндогенных руд и магматических пород, проводимые в других подразделениях Института.

Высокий уровень исследований выдвинул И. Н. Говорова в число ведущих специалистов страны в области изучения процессов петрогенезиса и рудообразования, протекавших на активной континентальной окраине Северо-Западной Пацифики. Он основоположник Дальневосточной школы региональной геохимии и генетической минералогии. Большой научный резонанс получили его первые работы по изучению редкометалльно-флюоритовых месторождений Дальнего Востока, где он впервые выделил и описал формацию апокарбонатных грейзенов и установил ряд геохимических и физико-химических особенностей их формирования. Его достижения отражены во всех генетических классификациях метасоматических образований и отмечены в 1953 г. премией Президиума АН СССР.

Наиболее важные теоретические работы И. Н. Говорова касаются общей проблемы рудоносности магмы, роли газово-флюидных систем в постмагматическом рудообразовании. Развивая представления выдающихся советских ученых А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, Д. С. Коржинского, И. Н. Говоров на основе анализа экспериментальных данных и природных наблюдений наметил общие закономерности изменения химизма рудоносных дистиллятов в процессе кристаллизации гранитоидных и андезитовых магм, разработал модели процесса рудогенеза, связанного с глубинны-

ми плутонами и вулканоконтрузивными комплексами. Им предложена методика количественного термодинамического анализа ионно-минеральных разностей в гидротермальных условиях, широко используемая при изучении процессов окорудного и контактово-регионального метасоматоза для оценки режима кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала минералообразующих сред. Этот материал обобщен в докторской диссертации, успешно защищенной в 1974 г.

В последние годы И. Н. Говоров проводит широкие исследования региональной геохимии Тихоокеанской окраины Азиатского континента и ложа Тихого океана. На основе оригинальной перидотит-эклогитовой модели строения верхней мантии им разрабатываются фундаментальные проблемы источников рудного вещества и рудно-геохимической зональности глубинных слоев тектоносферы, а также обосновывается ведущая роль геодинамического режима развития зоны Беньюффа при формировании металлогенического профиля отдельных фрагментов Чукотско-Ката-Азиатской системы.

Диапазон научных интересов И. Н. Говорова чрезвычайно широк. Он автор около 200

опубликованных работ и семи монографий, две из которых были отмечены в 1979 г. премией им. А. Е. Ферсмана. Он участник международных конгрессов, конференций, всесоюзных совещаний, на которых творческие достижения юбиляра получили признание научной общественности. Подготовленная с сотрудниками карта геохимических типов и провинций Тихого океана принята для внедрения при проведении поисково-оценочных металлогенических работ.

Плодотворна и научно-педагогическая деятельность юбиляра. Под его руководством более 20 учеников защитили кандидатские диссертации, один — докторскую. Он является членом ряда Ученых советов по защите кандидатских и докторских диссертаций, представляя в них направление петрографии, вулканологии, геохимии и минералогии. Эта деятельность нашла всеобщее признание: в 1979 г. он был утвержден в ученом звании профессора, в 1982 г. ему присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки РСФСР»; юбиляр удостоен ряда правительственных наград.

Редколлегия, коллектив ДВГИ ДВО АН СССР, многочисленные ученики сердечно поздравляют И. Н. Говорова с юбилеем, желают здоровья и дальнейших творческих успехов.

## ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСЕЙ (несоблюдение правил задерживает публикацию статей)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантий Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилежащих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики, геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, в высших учебных заведениях.

3. Объем статьи не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение, подписанное руководителем организации, в которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимо разрешение.

5. Статья представляется в двух экз., один из них обязательно первый. Рукопись, в том числе приложения, список литературы, должны быть напечатаны на одной стороне листа через два интервала (27 строк на стр., 60 знаков в строке, поля: верхнее 20, правое 10 мм, лента машинки — средней жирности).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание статьи и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами. Корректуря предоставляется авторам лишь для контроля, стилистическая правка, дополнения, сокращения в ней не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны приводиться в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общеупотребительных, например «и т. д.», «и т. п.», 1 м, 2 кг, не допускаются.

10. Используемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны. Необходимо соблюдать различия между прописными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (*K* и *k*, *O* и *o*, *C* и *c* и т. д.), подчеркивая двумя черточками прописные буквы снизу, строчные — сверху, а также между буквами, похожими одна на другую (*g* и *q*, *l* и *e* и т. д.). Латинскую букву *I* следует писать, как римскую единицу, и отличать ее от буквы *J* (йот).

12. Индексы и степени должны быть написаны строго ниже или выше символов, к которым они относятся, и отмечены простым карандашом соответственно дугой  $\frown$  или  $\smile$ . Штрихи, единицы, запятые необходимо четко различать.

13. Греческие буквы следует подчеркивать красным

карандашом, готические — синим, рукописные — желтым.

14. Векторы набираются буквами полужирного шрифта, для отличия их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях помечать «п/ж».

15. Цифровые таблицы химических, минералогических и других анализов должны подписываться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

16. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературу даются соответствующей порядковой цифрой в квадратных скобках.

17. Список литературы оформляется в соответствии с ГОСТ 7.1—84 по следующему образцу: *Леонов М. Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей.— М.: Наука, 1981; *Бурий И. В., Шарикова Н. К.* К стратиграфии триасовых отложений Прибрежной зоны Сихотэ-Алия // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 14—26; *Юшманов Ю. П.* К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разрезу (Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.— С. 8—10. Если у статьи или книги число авторов не более 4-х, то указываются все, если более 4-х — то три и словосочетание «и др.».

18. Иллюстрирование статей возможно лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для уяснения излагаемого материала. Общее количество иллюстраций — не более пяти, вклейки не допускаются.

19. Иллюстрационный материал, выполненный с учетом размера журнальной полосы, прилагается к рукописи в конверте в двух экз., один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, выполненными на глянцевой фотобумаге.

20. Рисунки необходимо пронумеровать и приложить (в двух экз.) напечатанный через два интервала список подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи.

21. На чертежах, картах должно быть приведено минимальное, соответствующее тексту, количество буквенных и цифровых обозначений, объяснение которых обязательно в подписи к рисунку.

22. Место расположения рисунков и таблиц необходимо указать на полях рукописи.

23. Правка иллюстрационного материала в корректуре не допускается.

24. Для обеспечения качественного перевода журнала просим в ссылках на иностранную литературу указывать полное наименование источника на иностранном языке без произвольных сокращений, а также представлять вместе с рукописью список упомянутых в статье зарубежных географических и геологических названий и имен иностранных авторов на европейских языках или в английской интерпретации восточных языков в именительном падеже ед. числа; русские географические названия также выносить отдельным списком в именительном падеже ед. числа.

25. Просим авторов указывать свои имена, отчество (полностью), домашние и служебные адреса и телефоны.

## **ВНИМАНИЮ ПОДПИСЧИКОВ,**

**работников научных,  
производственных организаций,  
разработчикам новых методик  
и аппаратуры!**

Журнал «Тихоокеанская геология» готов предоставить Вам свои страницы для рекламы.

Журнал распространяется не только в Союзе, но и за рубежом.

Оплата по соглашению.

По всем вопросам, связанным с размещением рекламы, обращаться по тел. 35-72-52 (г. Новосибирск).

2 р. 70 к.

---

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207 - 4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1991. № 1. 1-128