

Курск

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

5

1982

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*, *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кульмандышев*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*,  
*И. К. Туезов*

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,  
ком. 203, тел. 33-39-46.

Зав. редакцией *Г. С. Залыгина*  
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*  
Художественный редактор *Э. С. Филоновичева*  
Технический редактор *Л. П. Минеева*  
Корректоры *Е. Н. Зимина*, *С. В. Блинова*

Сдано в набор 15.06.82. Подписано к печати 11.10.82.  
МН-12062. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Высокая печать. Усл.-  
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 13,7. Уч.-изд. л. 16,5. Ти-  
раж 1006 экз. Заказ № 226.  
Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,  
Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Ново-  
сибирск, 77, Ставриславского, 25.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1982

**СОДЕРЖАНИЕ**

Д. Р. Чои, Т. Накаяма, К. Торимае, М. Мияно. Геологическое строение дна северо-восточной части Японского моря . . . . .	3	Т. К. Злобин. Сопоставление сеймотектонических параметров сейсмичности и распределения гипоцентров землетрясений с глубинным строением юга Курильской островной дуги . . . . .	100
А. Г. Гайнанов. Аномалии силы тяжести и плотностные модели литосферы Тихого океана . . . . .	21	Л. И. Казинцева, В. С. Рождественский. Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор . . . . .	103
Н. П. Васильковский. Эвстатика и нетектоногенные несогласия . . . . .	31	А. И. Калинин. Малоизвестные рудолокализирующие структуры близповерхностных месторождений (на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) . . . . .	107
Н. А. Шило. Титаноносные россыпеобразующие рудные формации . . . . .	38	Т. Я. Гуляева. Оловосодержащий андрадит Белогорского месторождения (Приморье) . . . . .	110
З. Н. Пояркова, В. П. Коновалов, Л. И. Митрофанова, Б. В. Поярков. Задачи и направления биостратиграфических исследований фанерозойских отложений Дальнего Востока . . . . .	49	В. И. Гвоздев, Г. Н. Степанов, И. М. Романенко. Минеральные ассоциации теллуридов на одном из скарново-шеелитовых месторождений Приморья . . . . .	113
Г. Ф. Уфимцев. Принципы и содержание тектонического анализа рельефа (опыт составления карт новейшей тектоники дальневосточного региона) . . . . .	57		
С. М. Тащи. Дуговые магматогенные геоморфосистемы востока Евразии . . . . .	64		
А. Д. Бабанский, И. П. Соловова, И. Д. Рябчиков, О. А. Богатиков. Происхождение известково-щелочных пород вулкана М. Семячик по данным их комплексного физико-химического исследования . . . . .	70		
В. Ф. Белый. Впадина озера Эльгыгытгын — метеоритный кратер или геологическая структура новейшего этапа развития Центральной Чукотки? . . . . .	85		
Е. А. Панских, Л. И. Кулиш. Метасоматиты формации марганцевых скарнов . . . . .	92		

*КРИТИКА И ДИСКУССИИ*

Ю. А. Косыгин. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка четвертая. Геотектонические гипотезы Е. Е. Милановского и А. И. Суворова . . . . .	117
Н. А. Шило, В. М. Мерзляков, М. И. Терехов. О новой попытке обоснования выделения Колымского массива . . . . .	121
И. З. Бурьянова, В. В. Раткин. Ценный труд по теории и практике рудной геологии . . . . .	125

*КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ*

Б. И. Васильев. Предварительные данные о результатах драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан) . . . . .	96
---	----

## CONTENTS

D. R. Choi, T. Nakajima, K. Torimae, M. Miyano. Submarine geology of the northeastern Japan Sea . . . . .	3
A. G. Gainanov. Gravitational anomalies and density model of the Pacific lithosphere . . . . .	21
N. P. Vasilkovsky. Eustatics and nontectogenic discordances . . . . .	31
N. A. Shilo. Titano-bearing ore formations that form placer . . . . .	38
Z. N. Poyarkova, V. P. Konovalov, L. I. Mitrofanova, B. V. Poyarkov. Prospects and trends of biostratigraphic studies in Phanerozoic deposits of the Far East and Sakhalin . . . . .	49
G. F. Ufimtsev. Principles and content of the tectonic relief analysis (experiments of map construction on the modern tectonics of the Far East region) . . . . .	57
S. M. Tashchy. Arc magmatogena geomorphosystems of the eastern Eurasia . . . . .	64
A. D. Babansky, I. P. Solovova, I. D. Ryabchikov, O. A. Bogatkov. The origin of calc-alkali rocks of the Maly Semyachik volcano according to data of their complex physico-chemical studies . . . . .	70
V. F. Bely El'gygytgyn lake basin — the meteor crater or geological structure of the modern stage of development of Central Chukotka? . . . . .	85
E. A. Panskikh, L. I. Kulish. Metasomatites of manganese scars . . . . .	92

## BRIEF COMMUNICATIONS

V. I. Vasil'ev. Preliminary data on the draged results of the Obruchev submarine upland (the Pacific Ocean) . . . . .	96
T. K. Zlobin. The comparison of seismotectonic parameters of seismicity and distribution of the earthquake centres with deep structure of the South Kuril island arc. . . . .	100
L. I. Kazintsova, V. S. Rozhdestvensky. Low-cretaceous deposits of the Tanlan — Armudan range and the northern part of the Western Sakhalin mountains . . . . .	103
A. I. Kalinin. Little-known ore-located structures of the nearsurface deposits (an example of the Okhotsk — Chukotsk volcanogenic belt.) . . . . .	107
T. Ya. Gulyaeva. Tin containing andradite of the Belogorsk deposit (Primor'e) . . . . .	110
V. I. Gvozdev, G. N. Stepanov, I. M. Romanenko. Mineral associations of tellurides in one of the scarn — scheelite deposit in Primor'e . . . . .	113

## CRITICS AND DISCUSSION

Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses. The 4-th note. The geotectonic hypotheses by E. E. Milanovsky, A. I. Suvorov . . . . .	117
N. A. Shilo, V. M. Merzlyakov, M. I. Terekhov. On new attempt to the Kolymsk massif definition . . . . .	121
I. Z. Bur'yanova, V. V. Ratkin. Valuable work on theory and practice of ore geology . . . . .	125

УДК 551.24 (265.4)

*Д. Р. Чои, Т. Накаяма, К. Торимае, М. Мияно*

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

В результате проведенной в северо-восточной части Японского моря съемки методом непрерывного сейсмического профилирования с применением спаркера и пневматической пушки установлено девять несогласно залегающих стратиграфических единиц, возраст которых варьирует от позднего палеозоя до голоцена.

Рельеф дна Японского моря отражает его геологическую структуру. Возвышенностям соответствуют антиклинали, а депрессиям — синклинали, причем в настоящее время первые активно поднимаются, а вторые — погружаются. Тектоническая зона Окусиря — Кодзима является главным тектоническим элементом

изученного района. Она образовалась в домиоценовое время (возможно, в докембрии или палеозое) и характеризуется интенсивными дислокациями и значительным погружением.

Японская глубоководная котловина располагается на северо-восточном продолжении трога Окучон Корейского полуострова. Исходя из этого, можно считать, что образование ее было предопределено в докембрии. Вместе с тем основные черты геологического строения северной части Японского моря сформировались при региональном погружении, которое произошло после ранне- и среднемиоценовой складчатости и регионального поднятия.

### ВВЕДЕНИЕ

За последние несколько десятилетий, благодаря исследованиям главным образом советских, японских и американских ученых [1, 5—7, 10, 17, 19—22, 27, 30, 31, 33—38, 42, 47, 49, 52, 56, 63—66], наши знания о рельефе и геологическом строении дна Японского моря стремительно возросли. Следует отметить, что большинство предшествующих исследований проводилось на немногочисленных разобщенных участках и профилях. Мало внимания уделялось сопоставлению геологического строения дна и прилегающих участков суши, для которых составлены детальные карты. Исключение составляют исследования, проведенные при строительстве подводного тоннеля Сейкан под Сангарским проливом [61, 62].

В настоящее время мы завершили съемку методом непрерывного сейсмического профилирования акватории, располагающейся у западного берега южной части о. Хоккайдо (рис. 1), а также проанализировали сейсмические профили северо-восточной части Японского моря, предоставленные в наше распоряжение Японским гидрографическим управлением. Учитывая геологическое строение побережья и данные, полученные при строительстве тоннеля Сейкан, мы составили также геологические карты дна.

### РАЙОН И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований ограничен  $138^{\circ}45'$  и  $140^{\circ}15'$  восточной долготы и  $41^{\circ}20'$  и  $42^{\circ}05'$  северной широты и охватывает сушу, континентальный бордерленд и северо-восточную часть Японской глубоководной котловины. Площадь района составляет  $10\ 460\ \text{км}^2$  (рис. 1).

Геологическая съемка была выполнена как на суше, так и на море. Геологические карты в масштабе  $1:50\ 000$  западного побережья п-ова Осима [15] и южной части о. Окусиря [16], а также составленная нами геологическая карта в масштабе  $1:10\ 000$  прибрежной части исследованного района послужили основой для интерпретации геологического строения дна, особенно на континентальном шельфе.

Морские съемки выполнялись в два этапа. Работы первого этапа были выполнены в районе о. Окусиря в мае — июне 1972 г. Японским гидрографическим управлением с помощью гидрографического судна «Мейо», оснащенного одноканальной системой пневматической пушки. Результаты этих работ были опубликованы в виде нескольких листов специализированных карт [30—33]. Съемка проводилась по профилям, ориентированным в северо-западном направлении и отстоящим друг от друга на расстоянии в одну морскую милю (см. рис. 1). Географическая привязка осуществлялась системами Декк и Лоран-А с точностью до 0,5 морской мили.

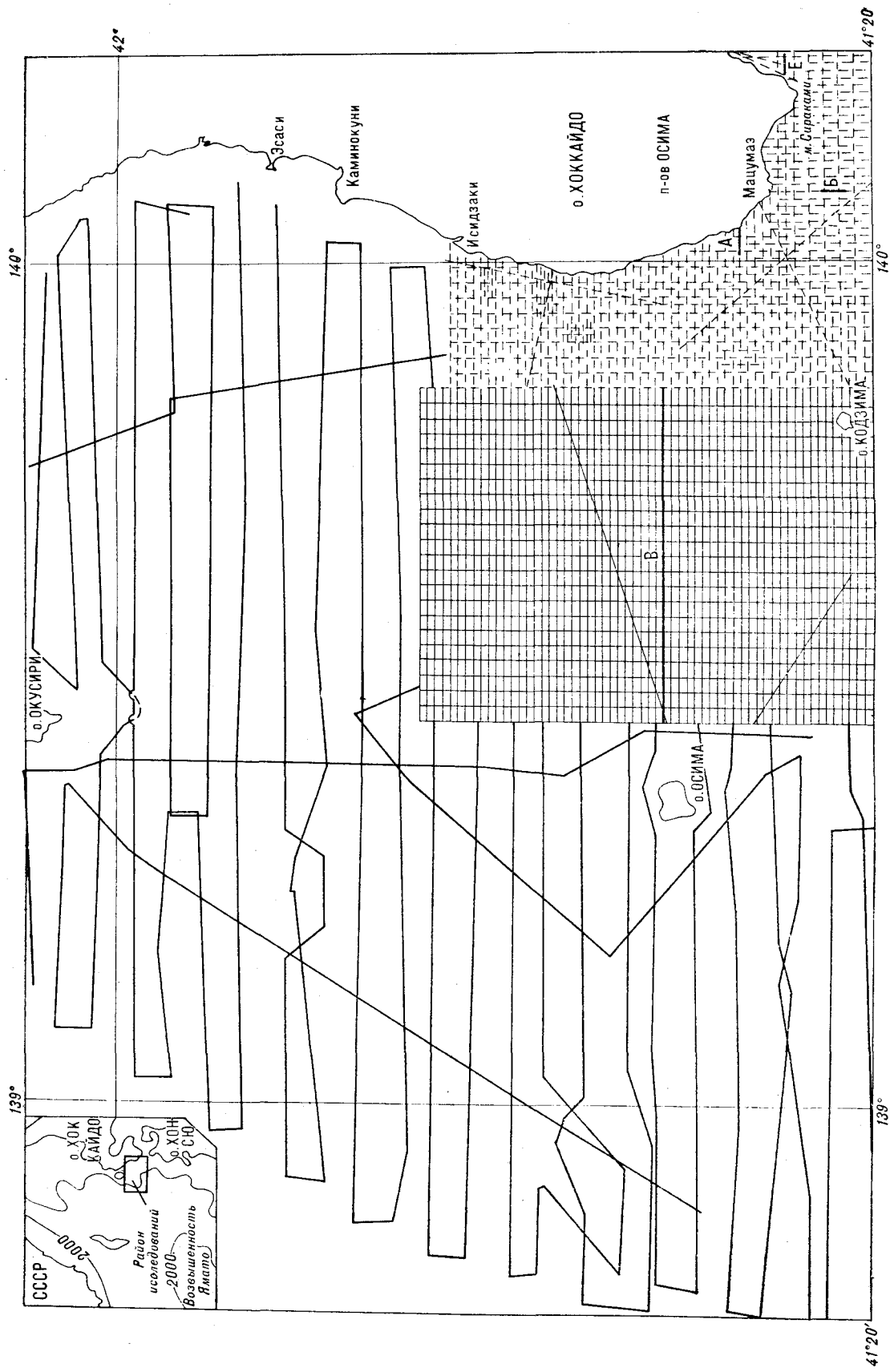


Рис. 1. Карта изученности.

Штриховые линии — съемка с использованием спаркера; тонкие сплошные линии — съемка с использованием пневматической пушки, толстые линии с буквами — сейсмические профили, приведенные на рис. 8.

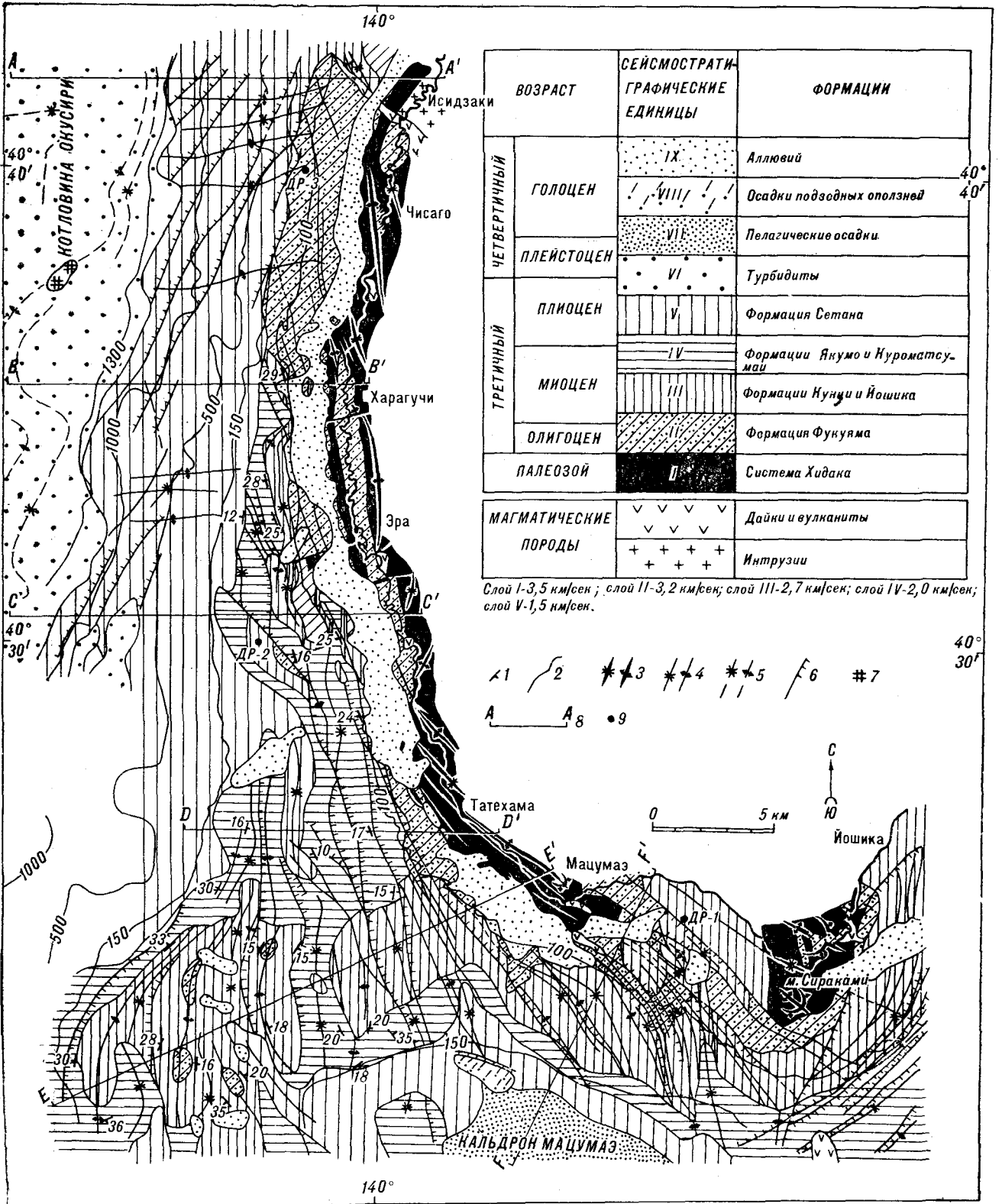


Рис. 2. Геологическая карта акватории к западу от п-ва Осима.

— элементы залегания; 2 — границы несогласного залегания; 3 — оси складок в системе Хидана; 4 — оси складок в третичных формациях; 5 — оси складок в четвертичных формациях; 6 — разломы (штрихи в сторону опущенных крыльев); 7 — газоносные пески; 8 — геологические профили; 9 — точки драгирования.

Второй этап исследований включал детальные и систематические подводные геологические съемки вблизи западного берега п-ова Осима (южная часть Хоккайдо), которые велись в августе — сентябре 1975 и 1976 гг. В глубоководной части района использовалась одноканальная пневматическая пушка, а в мелководной — спаркеры мощностью от 200 до 500 Дж. Попутно были проведены драгирование и батиметрическая съемка [34, 35]. Позиция судна определялась с помощью системы Электро-О-Позик, изготовленной фирмой Яматоке-Ханивэл. Эта система состоит из главной бортовой станции и двух выносных береговых станций. Точность привязки составляет  $\pm (50 + D/100\ 000)$  см, где  $D$  — расстояние в см между главной и выносной станциями. Расстояние между профилями варьирует от 500 до 700 м.

Определение углов падения и азимутов простираения сейсмических границ и построение геологических разрезов производилось после коррекции вертикального масштаба на основе указанных на рис. 2 скоростей распространения сейсмических волн. Эти скорости были определены И. Сака и А. Изаки [61, 62].

## ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В южной части п-ова Осима распространены главным образом мощные толщи зеленых туфов ранне-среднемиоценового возраста, которые залегают на фундаменте, сложенном верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными эвгеосинклинальными формациями и в меньшей степени интрузиями (табл. 1) [15, 44, 45, 50, 51, 67, 70]. Район исследований располагается на западном крыле антиклинория, ось которого проходит через центральную часть п-ова Осима, и поэтому по направлению к морю вскрываются все более молодые члены стратиграфического разреза. Участки дна с нерасчлененным рельефом покрыты осадками плиоценового и миоценового возраста, а на крутых склонах, как правило, вскрываются нижнемиоценовые отложения [14, 21, 64]. На континентальном бордерленде северной части Японского моря нижнемиоценовые отложения образуют акустический фундамент, который в среднем миоцене подвергся тектоническим нарушениям

Возраст	Южная часть о. Хоккайдо	Северо-Восточная часть Японского моря		Трог Могами по [57]	Северо-восточная часть поднятия Ямато по [38]		П-ов Ога по [24, 40]
		Сейсмостратиграфические единицы (слои).	Азимуты простираения структур		Глубина ниже дна моря в м.	Толщи	
Голоцен	Аллювий	слой IX слой VIII			0		
Плейстоцен	Отложения террас	слой VII		A	33	толща 1	Вакимото Китаура
		слой VI	Северо-восточные	B	71	толща 2	
Плиоцен	Ф. Сетана	слой V	север-северо-восточные и северо-восточные	Cu			Фунакава
	Ф. Куроматсунаи	слой IV	0-330°	C1	144	толща 3	
Миоцен	Ф. Якумо			330-320°	Фундамент	D	352,5
		E				толща 4	
	Ф. Кунуи Ф. Иошиока	слой III	529,4 531,5			толща 5	Нисикуросава
Олигоцен	Ф. Фукуяма	слой II					Мондзен
Поздний палеозой	Система Хидака	слой I	Северо-западные				



субаэральной эрозии [29, 57—62, 64]. Дно котловины Окусири и восточной части Японской глубоководной котловины покрыто турбидитами, возраст которых колеблется от плиоцена до голоцена [22, 23].

### РЕЛЬЕФ ДНА

На рис. 3 представлена обобщенная батиметрическая карта района. Можно выделить три главных геоморфологических элемента: 1) континентальный шельф, 2) континентальный бордерленд, включающий котловину Окусири, всхолмленную часть дна с гребнем Окусири и плато Мацумаэ, 3) абиссальную равнину Японской глубоководной котловины.

Континентальный шельф простирается вдоль побережья п-ова Осима и представляет собой плоскую террасу с глубинами 100—140 м. На глубинах 30—40 и 70—80 м обнаружено несколько узких террас, сформировавшихся, вероятно, в период более низкого уровня моря, соответствующий висконсинскому оледенению.

Глубина бровки шельфа изменяется по латерали. В центральной части она составляет 110—115 м, а в северной и южной частях —

140—145 м. Это обусловлено либо поднятием центральной части, либо погружением северной и южной частей шельфа.

В сторону котловины Окусири континентальный склон имеет уклон от 10 до 13°. Склон слабо изрезан многочисленными долинами с широкими и пологими бортами. Особый интерес представляет однообразие глубин верховьев и устьевых частей этих долин. Одни из них располагаются в интервале глубин от 110 до 140 м, другие — 200—300 и, наконец, третьи — 500—700 м.

Котловина Окусири, являющаяся наиболее крупным элементом континентального бордерленда, имеет сравнительно плоское дно (см. рис. 2). Однако к югу от гребня Окусири у подножья континентального склона наблюдается ундуляция поверхности дна с амплитудой до 5 м, что, вероятно, является результатом современных дислокаций (рис. 4—6). Котловина заполнена мощными осадками плиоцен — голоценового возраста, установленного по диатомовым водорослям и фораминиферам, поднятым грунтовыми трубками в близлежащих частях Японской глубоководной котловины [21]. Образование котловины Окусири, вероятно, произошло в недавнее время.

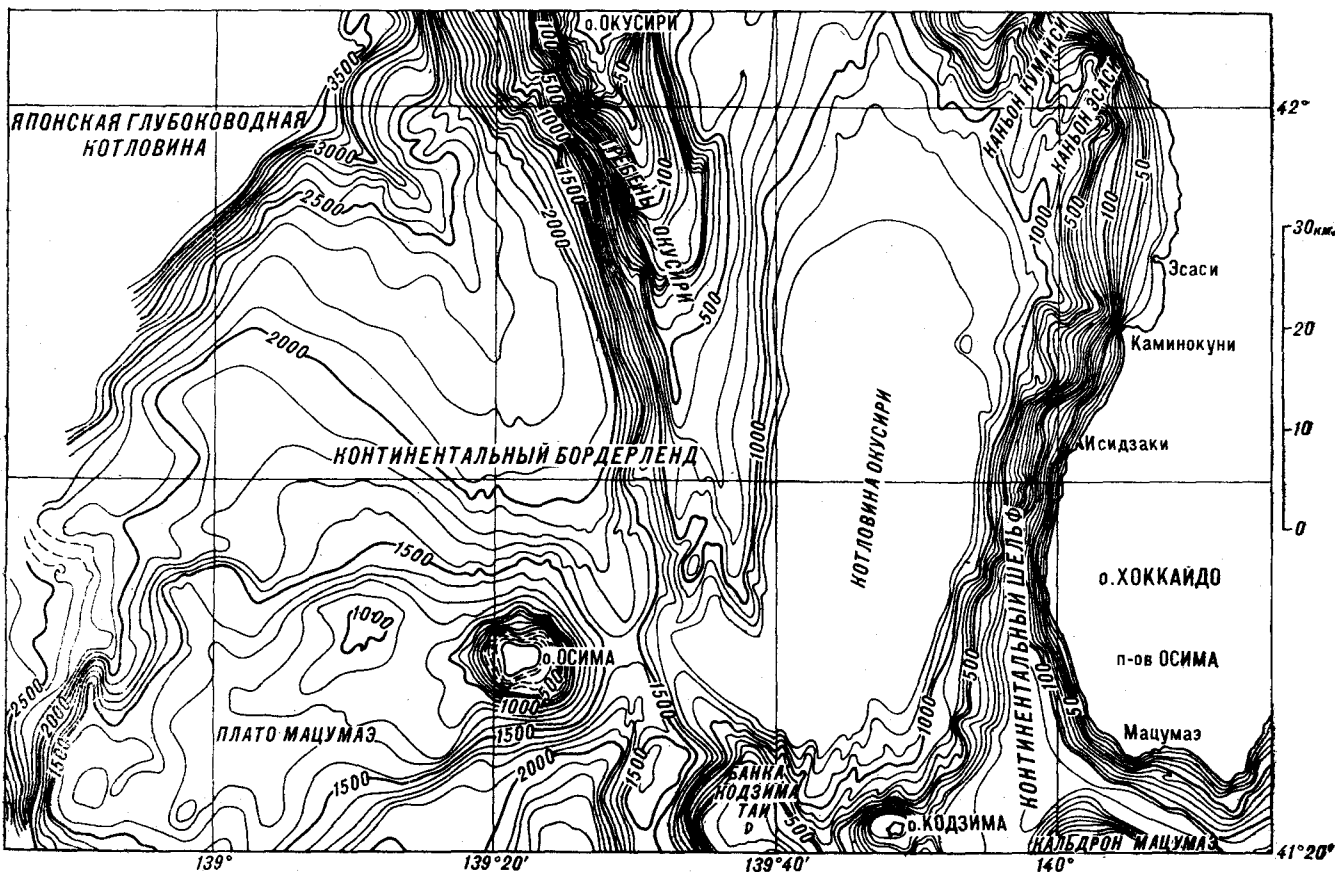


Рис. 3. Батиметрическая карта по данным Японского гидрографического управления [30].

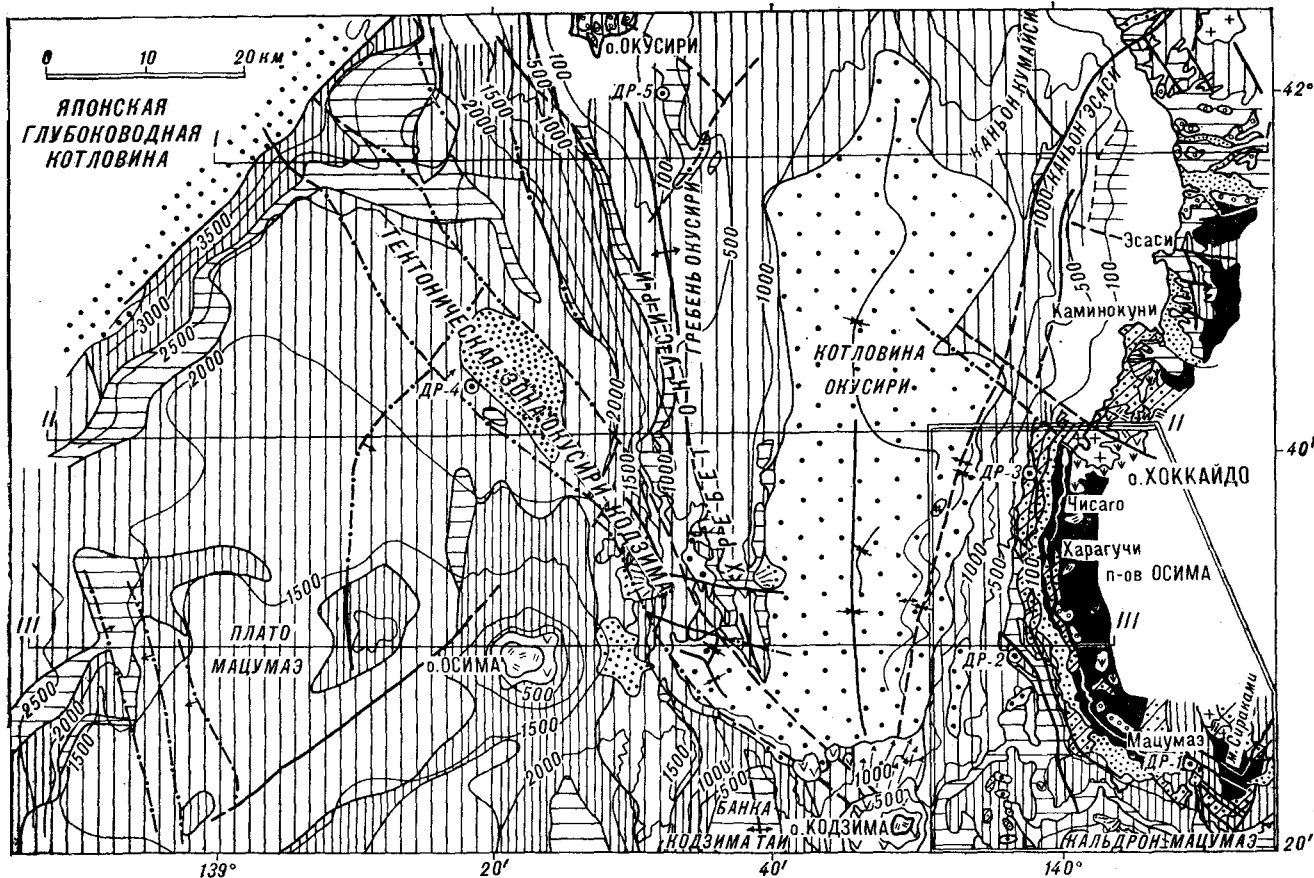


Рис. 4. Генерализованная геологическая карта северо-восточной части Японского моря. Условные обозначения на рис. 5. I—I', II—II' III—III' — геологические профили, приведенные на рис. 6.

Всхолмленная часть бордерленда изученного района состоит из островов, плато, хребта, гребня и банки. От абиссальной равнины Японской глубоководной котловины она отделена четко выраженным разломом северо-восточного простирания.

Подводный рельеф в континентальном бордерленде является хорошим индикатором геологического строения: возвышенности, как правило, являются антиклиналями, а впадины — синклиналими. Гребень Окусири северо-северо-западного простирания является антиклиналью, а котловина Окусири — синклиналью (см. рис. 4).

Представляет интерес банка Кодзима Тай (см. рис. 3). У нее сравнительно ровные конические склоны и полого наклоненная к западу плоская вершина с глубинами 200—300 м. Наклон вершины является еще одним свидетельством поднятия всего региона островной дуги. Аналогичный наклон имеет вершина банки Могами (западнее северного Хонсю), на что обратили внимание А. Моги, Т. Саго [48]. Между северной и южной частями хр. Окусири располагается отчетливо выраженная депрессия северо-западного простирания, для которой

предложено название тектоническая зона Окусири — Кодзима. Южнее тектонической зоны располагается широкое плато Мацумаэ, которое характеризуется полого волнистым, до ровного, дном с глубинами 1000—1500 м.

Плоское дно Японской глубоководной котловины имеет глубину около 3600 м. Подобно котловине Окусири оно покрыто плиоцен-глюценовыми турбидитами. Фораминиферы и диатомовые водоросли, обнаруженные в грунтовой трубке P130 (длина 5,1 м), взятой западнее исследованного района [21], и в грунтовой трубке V28-271 (длина 7,91 м), взятой юго-западнее исследованного района [23], имеют плейстоценовый и голоценовый возраст.

## СЕЙМОСТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В прибрежном районе к югу от о. Окусири поддающимися картированию геологическими телами являются девять несогласно залегающих литологических единиц (интертемы по терминологии К. Чанга [11]) (см. таблицу).

ВОЗРАСТ		ДНО ЯПОНСКОГО МОРЯ	СУША	ФОРМАЦИИ
ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ	ГОЛОЦЕН	IX		Аллювий
		///VIII///		Осадки подводных оползней Осадки размыва подводных склонов
		\\VIII\\		Пелагические осадки Осадки террас
	ПЛЕЙСТОЦЕН	VII		Турбидиты
ТРЕТИЧНЫЙ	ПЛИОЦЕН	VI		Формация Сетана
		V		Формация Куроматсунаи Формация Якумо
	МИОЦЕН	IV		Формация Кунуи Формация Йошика
		III		Формация Фукуяма
ОЛИГОЦЕН	II		Система Хидака (группа Мацумаэ)	
ПАЛЕОЗОЙ		II		Система Хидака (группа Мацумаэ)
МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ				Дайки и вулканические породы
				Риолиты
				Андезиты и базальты
				Граниты и гранодиориты

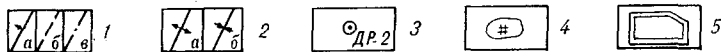


Рис. 5. Условные обозначения к рис. 4.

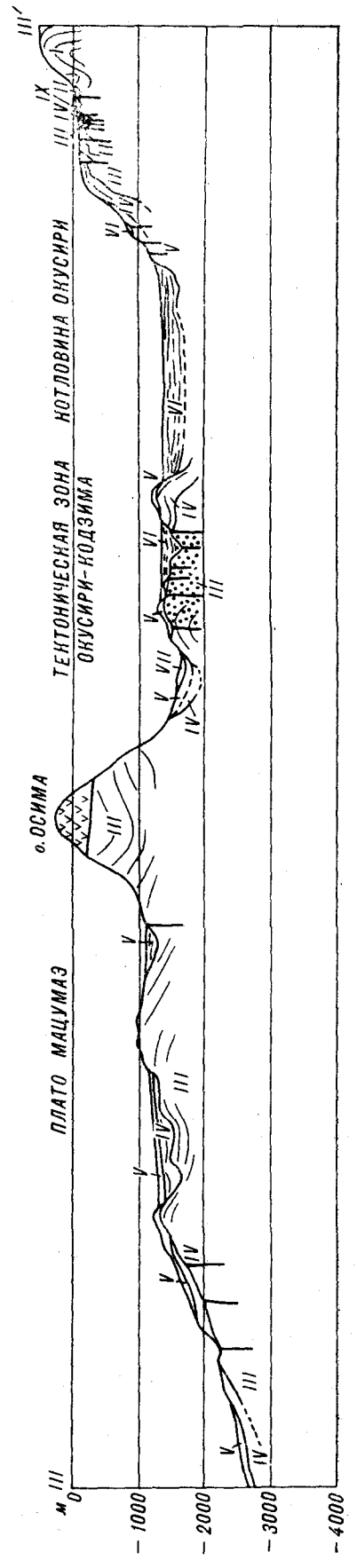
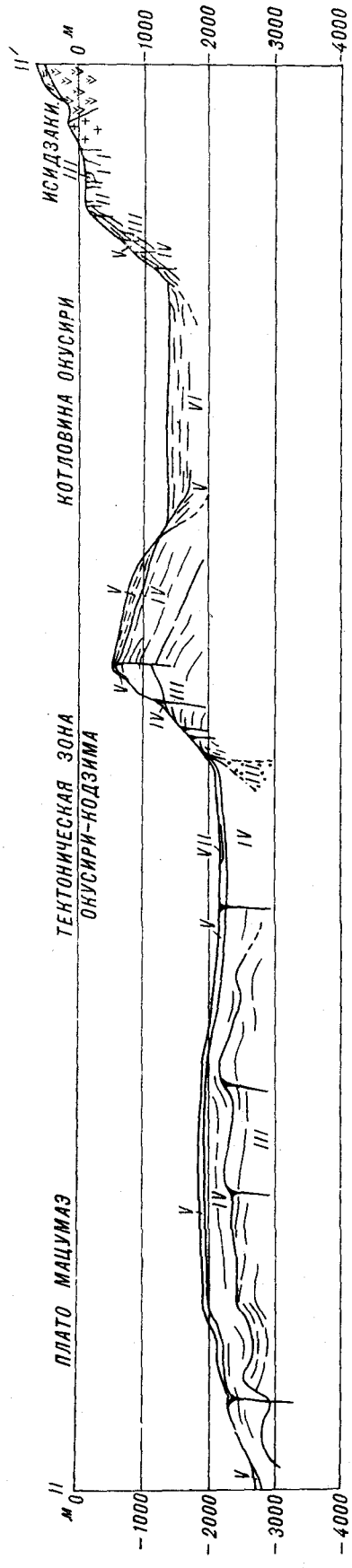
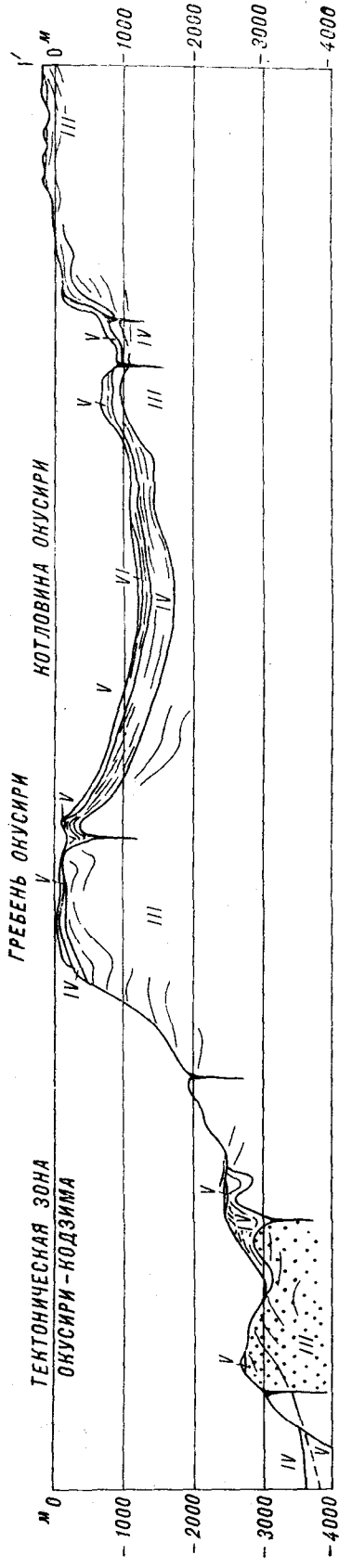
1 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые, в — скрытые под молодыми образованиями. Стрелки указывают на опущенные крылья; 2 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 3 — точки драгирования, в которых подняты обломки коренных пород; 4 — газоносные пески; 5 — контуры участка, показанного на рис. 2.

По мере геологического развития ширина осадочных бассейнов Япономорского региона уменьшалась, а их наиболее прогнутые части смещались по направлению к суше или шельфу. Тектоническая нарушенность убывает вверх по разрезу. Все эти явления соответствуют относительному погружению дна Японского моря и поднятию островной дуги.

Как было отмечено выше, возвышенности имеют антиклинальное строение, а впадины — синклинальное. Антиклиналы во всех случаях интенсивно разбиты разломами, осложнены складками и прорваны интрузиями и дайками.

Кроме того, процессы эрозии, которые предшествовали формированию каждой литологической единицы, в антиклиналях вскрывали более глубокие горизонты, чем в синклиналиях. Поэтому мы предполагаем, что, начиная по крайней мере с палеогена, происходило непрерывное поднятие антиклиналей. Районы синклинального строения не подвергались существенным деформациям. Погружение здесь происходило вдоль основных тектонических зон.

Как наглядно показано на геологических картах и профилях (рис. 2, 4—7), каждой фор-



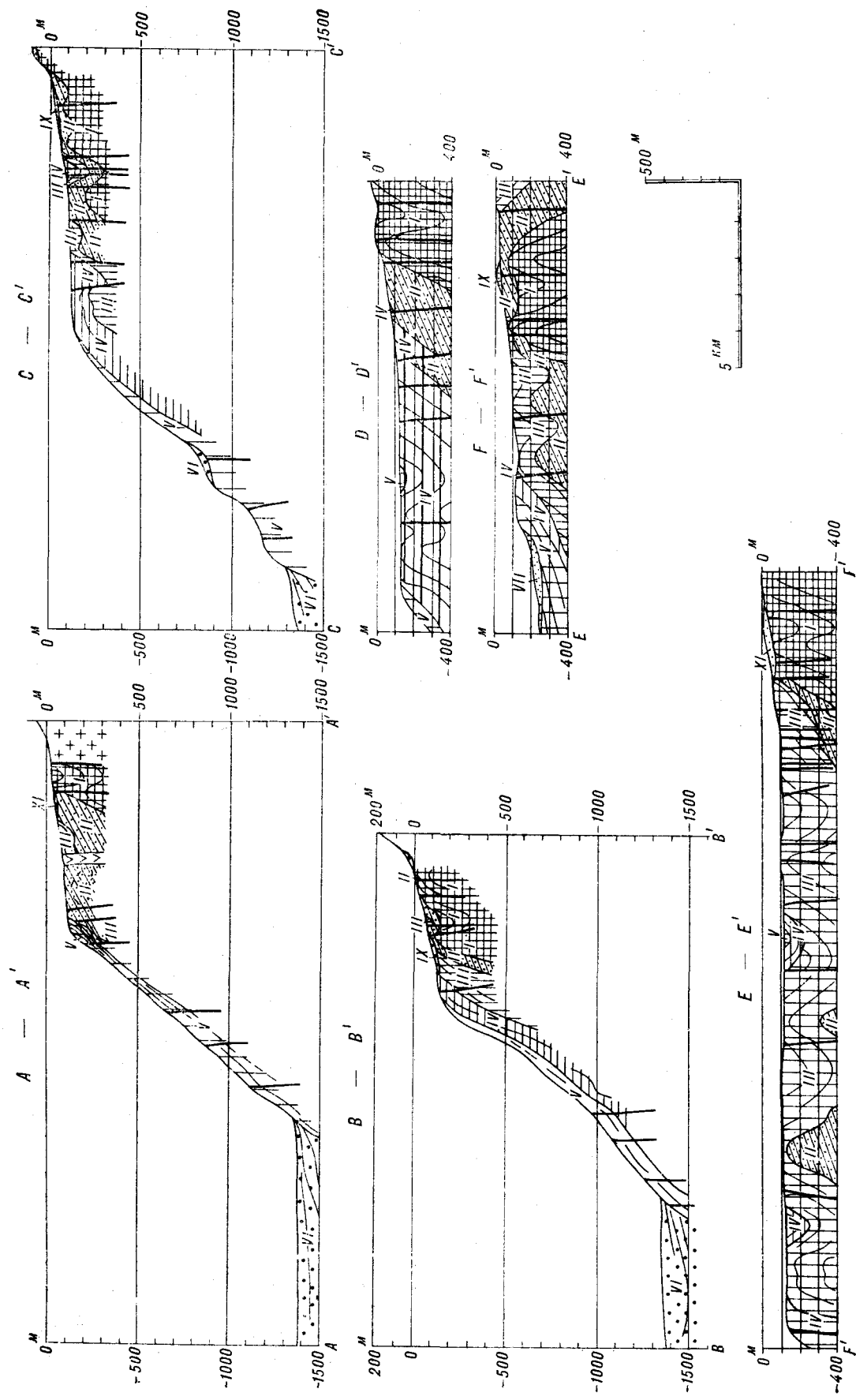


Рис. 7. Геологические профили к рис. 6. Условные обозначения см. на рис. 2.

мации присущ свой структурный рисунок: 1) чем древнее формации, тем больше амплитуды складок и перемещений по разломам; 2) простирание структур в фанерозое отчетливо изменялось от северо-западных в палеозое до северо-восточных в плиоцене и голоцене (см. таблицу).

Относительный уровень моря, восстановленный по стратиграфическим разрезам, непрерывно повышался с олигоцена до среднего миоцена с незначительными колебаниями в раннем миоцене. В среднем миоцене он понижался и это сопровождалось подвижками земной коры, а затем со среднего миоцена по плиоцен включительно вновь происходило повышение уровня моря. Восстановленная нами общая тенденция изменения уровня моря подтверждает кривую изменения уровня моря, предложенную П. Вайлем с соавторами [68].

Слой *I* слагает южную часть стратиграфического разреза и распространен в очень узкой полосе вдоль береговой линии. Он занимает мелководные участки дна с расчлененным рельефом, затрудняющим подход к ним исследовательского судна. Слой *I* акустически непрозрачен и дает множество интенсивных отражений (см. рис. 8, А). В нем обнаружено множество разломов и складок, которые, кроме того, хорошо картируются на прилегающих участках суши. Ширина складок достигает 2 км, а углы падения крыльев превышают 50°. Оси складок обычно имеют северо-западные простирания. На основании литологического сходства и акустических характеристик слой *I* сопоставлен с палеозойской группой Мацумаэ, представленной мощной, монотонной толщей глинистых сланцев с прослоями песчаников, кремней и известняков.

Слой *II*. Выходы его протягиваются параллельно выходам слоя *I* и имеют ограниченное распространение близ побережья и в ядре антиклинали на континентальном шельфе западнее калдрона Мацумаэ. Слой *II* акустически непрозрачен и дает многочисленные хаотические интенсивные отражения, обусловленные, по-видимому, наличием нерегулярных поверхностей слоистости. Очень редко встречаются слабо различимые синфазные отражения. Слой *II* осложнен разломами и складками, но в меньшей степени, чем слой *I*. Рельеф дна в местах выхода слоя *II* менее расчленен, чем у слоя *I*, и это обстоятельство успешно использовалось при картировании. На основании результатов драгирования (ДР-3, андезитовая лава, см. рис. 2), структурных и стратиграфических данных, слой *II* можно сопоставить с олигоценовой формацией Фукуяма (формацией Нишиога, Северного Хонсю)

Слой *III*. Широко распространен по всему исследованному району и на большей части

его является одним из главных элементов акустического фундамента. Исключение составляет шельф, где фундамент образован слоями *I* и *II*. По записям спаркера, слой *III* сравнительно хорошо слоист. Волнистые и прерывистые отражающие поверхности свидетельствуют о наличии складок и разломов. На профилях, пройденных с пневматической пушкой, слой *III*, как правило, массивный и непрозрачный с частыми прослоями волнистых отражений. Слой *III* налагает на слой *II* с отчетливым несогласием [46] (рис. 8, а), занимая понижения в слое *II*.

Складчатые структуры слоя *III* имеют отчетливые север-северо-западные простирания, местами с нерегулярной ундуляцией. Интенсивность складчатости различается между сушей и шельфом, с одной стороны, и континентальным бордерлендом — с другой. В первом случае складки имеют ширину 0,5—3 км и углы падения на крыльях 20—40°, а во втором складки очень редки и довольно слабо выражены. Восточные крылья разломов, пересекающих слой *III*, обычно опущены, и это создает куэстоподобный рельеф, наиболее отчетливо выраженный на шельфе.

Мощность слоя *III* на шельфе колеблется от 600 до 700 м, а на континентальном бордерленде превышает 1500 м, увеличиваясь по направлению к Японской глубоководной котловине. Общий наклон слоя варьирует от 16 до 50°.

На основании результатов драгирования, в ходе которого были подняты обломки зеленых туфов и измененных глинистых сланцев, типичных для формации Кунци (точки драгирования 1, 2 на рис 3), слой *III* соответствует раннесреднемиоценовой формации Кунци и, возможно, раннемиоценовой формации Йошиока. Эта корреляция подтверждается геологическими данными, полученными при прокладке подводного тоннеля Сейкан [61, 62], и сопоставлением стратиграфических и структурных данных по всему исследованному району (см. рис. 2, 4, 6, 7).

Слой *III* широко распространен на континентальном бордерленде северо-восточной части Японского моря. Складчатый и нарушенный разломами нижнемиоценовый фундамент с сильно эродированной поверхностью распространен западнее северной части о. Хоккайдо [22, 64]. На северо-востоке возвышенности Ямато скважиной № 302 также вскрыты нижне-среднемиоценовые зеленые туфы, образующие акустический фундамент [38]. Акустический фундамент прогиба Могами, располагающегося к западу от северной части о. Хонсю (М. Сакураи и Т. Сато) [57], был датирован ранним миоценом.

В исследованном районе слой *III* с отчетливым угловым несогласием перекрывается

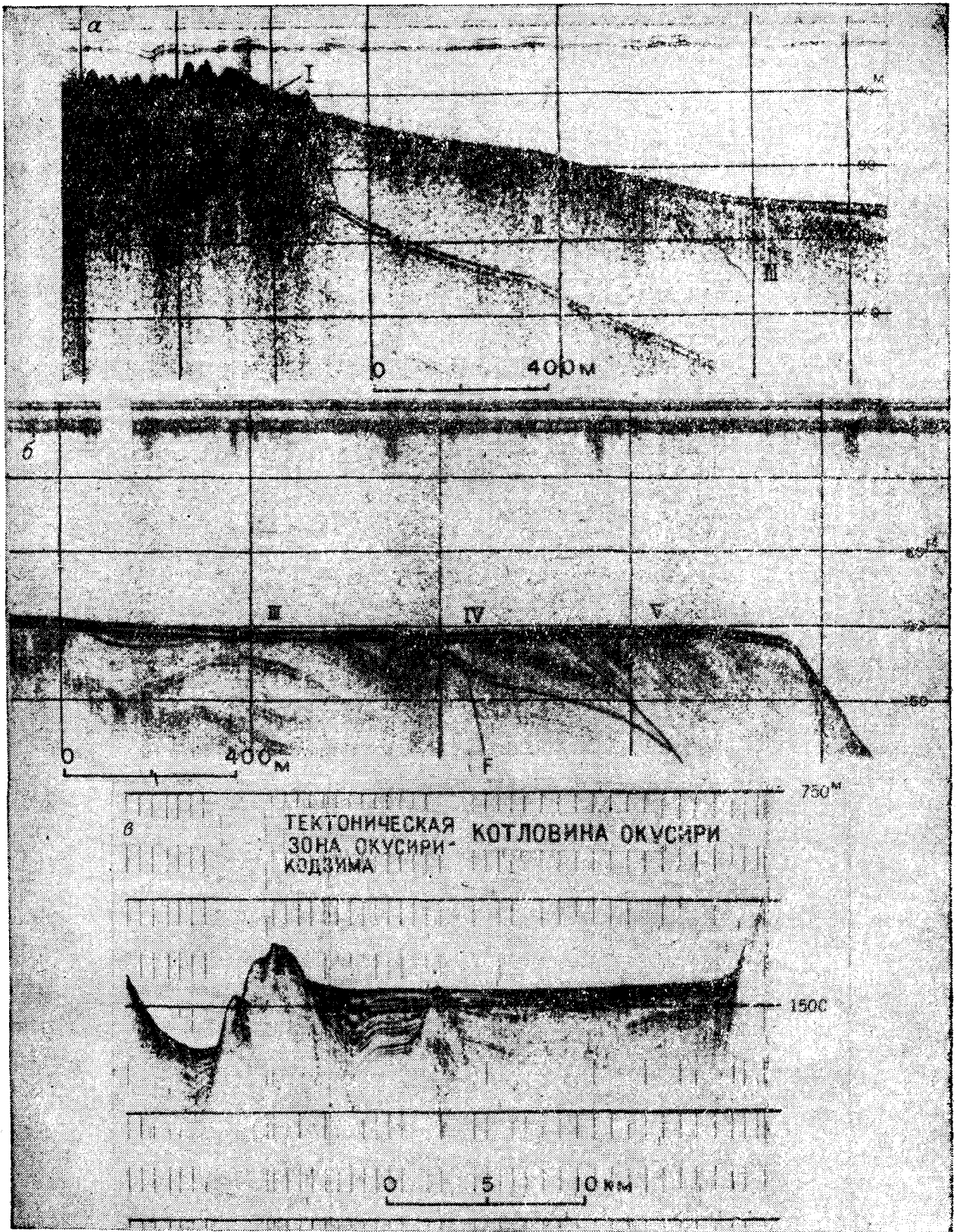


Рис. 8. Частные сейсмические профили, местоположение которых показано на рис. 1.  
 — различия рельефа дна в местах выходов слоев I и II (спаркер); б — стратиграфические соотношения слоев III, IV и V (спаркер); в — заполнение слоями IV—VI депрессии в тектонической зоне Окусири — Кодзима (пневматическая пушка) [35].

слоем IV. Это позволяет предположить, что после диастрофизма, но до среднемиоценовой трансгрессии, северо-восточная часть Японского моря на длительное время была выведена выше уровня моря. Мы предполагаем, что последовавшее за этим погружение обусловило основные черты строения современного Японского моря.

Слой IV на сейсмических профилях весьма примечателен однородным строением с повсеместно проявленной слоистостью (см рис. 8,б). В профилях, полученных с помощью пневматической пушки, он представляется относительно прозрачным, особенно в своей нижней части, содержащей слабые, но непрерывно прослеживающиеся отражающие поверхности.

Слой IV заполняет долины и низменности, врезанные в слой III, и является продуктом бассейнового осадконакопления. Он дислоцирован в пологие складки и нарушен разломами, но интенсивность дислокаций гораздо слабее, чем в подстилающем слое III. Оси складок имеют субдолготные и северо-западные простирания, а углы падения на крыльях не превышают 20°. Как и у слоя III, интенсивность складчатости слоя IV на суше и шельфе заметно отличается от интенсивности складчатости на континентальном бордерленде. В первом случае преобладают складки шириной от 1,5 до 4 км, а во втором — заметной складчатости не наблюдается, за исключением редких ее проявлений на хр. Окусири. Разломы в слое IV встречаются реже, чем в слое III, причем некоторые из них можно рассматривать как подновленные разломы слоя III. Восточные крылья обычно опущены. Амплитуда вертикального смещения, как правило, не превышает 20—30 м, но иногда достигает 70—80 м. Мощность слоя на акватории почти такая же, как и на суше (300—800 м), что свидетельствует об относительно стабильном уровне моря в период отложения слоя IV.

На основании структурных соотношений со стратиграфическими подразделениями суши, сейсмических характеристик и положения в разрезе слой IV скоррелирован с формациями Якумо и Куроматсунаи, образовавшимися в позднем миоцене — раннем плиоцене.

Слой V образует мощный покров на большей части дна, тяготея к понижениям рельефа. По акустическим характеристикам он близок слою IV (см. рис. 8,б), но имеет более тонкую слоистость и практически не дислоцирован. На профилях, полученных с помощью пневматической пушки, слой V также имеет более отчетливую слоистость, чем слой IV.

Складки в слое V распространены спорадически. На континентальном склоне между селениями Эра и Исидзаки установлена серия очень пологих складок широтного простирания.

Складки выражены в рельефе. Углы падения крыльев не превышают 20°. За исключением континентального склона разломы в слое V также редки. Примером их является каньон Эса-си, располагающийся недалеко от западного побережья о. Осима и южного края гребня Окусири. Преобладающие простирания разломов северо-восточные и север-северо-восточные. Разлом южного края Окусири имеет почти широтное простирание. Ориентировка его параллельна осям складок, распространенным на континентальном склоне между селениями Эрой и Исидзаки.

Эти признаки в совокупности с данными И. Саси и А. Изаки [61, 62] позволяют предположить, что слой V соответствует верхнеплиоценовой формации Сетана п-ова Окусири. В пользу этого свидетельствует и комплекс диатомовых водорослей в обломке алеволита, драгированного из слоя V западнее гребня Окусири (ДР-4 на рис. 4) [14], который по зональной шкале И. Койзума [40] является позднеплиоценовым.

Образование слоя V происходило в отрицательных структурах и понижениях рельефа. Примечательно, что мощность слоя на континентальном бордерленде не превышает 100 м, а в котловинах Окусири и Японской она достигает по меньшей мере 300 м. В целом эти значения меньше, чем мощность формации Сетана на суше (100—400 м), поэтому можно предполагать, что осадконакопление в плиоцене происходило главным образом во внутренних заливах и краевых частях осадочного бассейна.

На большей части изученного района слоя V с отчетливым угловым несогласием перекрывает слой IV. Местами же, например в северо-восточной части плато Мацумаэ, слой V, по видимому, залегает согласно. Согласно контакт формаций Сетана и Куроматсумаи установлен Н. Икея и К. Уематсу [25] в южной части о. Хоккайдо. Таким образом, несогласие между слоями IV и V менее регионально, чем несогласие между слоями III и IV. В целом же на современной суше и континентальном шельфе образованию слоя V предшествовала эрозия. Исходя из этого предполагается, что конфигурация современной береговой линии оформилась в среднем плиоцене.

Слой VI распространен в котловинах Окусири и Японской и имеет мощность свыше 400 м (см. рис. 4). Он характеризуется чередующимися поверхностями сильных и слабых отражений сейсмических волн, что, по-видимому, обусловлено наличием турбидитных осадков. Вместе с тем детальными исследованиями в восточных и юго-восточных частях котловины Окусири установлена пологая волнистость поверхности слоя VI с амплитудой до 5 м, которая обусловлена складчатостью.



Складчатые структуры в слое VI представляют особый интерес. Они установлены в восточной и юго-западной частях котловины Окусири (см. рис. 8, в) и распространены здесь по всему разрезу слоя VI, который, как предполагается, включает осадки голоценового возраста. Складки свидетельствуют о непрерывных тектонических движениях от плиоцена до голоцена. Образование складок происходило в структурно нестабильных зонах. Складки в восточной части котловины Окусири располагаются на продолжении разломной зоны каньона Эса-си, а складки в юго-западной части котловины приурочены к тектонической зоне Окусири—Кодзима.

Голоценовые отложения вблизи дер. Чисаго образуют крупную купольную структуру запад-северо-западного простирания. Бровка шельфа в этом районе образует слабое поднятие. На вершине купола в слое VI (см. рис. 3, б, 8а) образовались отложения, близкие к газоносным пескам, объем которых оценивается примерно в 420 000 000 м<sup>3</sup>. Можно предполагать, что эти отложения являются коллекторами для природного газа, подобными тем, которые часто встречались во время экспедиций «Гломар Челленджер» в восточной и центральной частях Японской глубоководной котловины [38].

*Слой VII.* К нему отнесены маломощные пелагические осадки, занимающие наиболее глубоководную часть дна. Этот слой широко распространен также в тектонической зоне Окусири—Кодзима и близ восточного подножия о. Осима. Слой VII акустически прозрачен и лишен отчетливых отражающих горизонтов. Мощность его составляет 40—60 м.

*Слой VIII* распространен на подводных склонах и представлен подводно оползневыми отложениями и продуктами размыва подводных склонов. Первый тип осадков установлен на северном склоне кальдрона Мацумаэ и у подножия хр. Окусири. Рельеф этих участков дна сходен с рельефом тех участков суши, где обычно развиваются оползни. Причиной оползней на северном склоне кальдрона Мацумаэ, по-видимому, являются южные падения формации Сетана, согласные с наклоном склона. Оползни хр. Окусири обусловлены разломами долготного и северо-западного простирания, пересекающими слой V близ стенок отрыва оползней. Продукты размыва подводных склонов установлены близ северного побережья о. Кодзима. Они представлены обломками вулканитов.

*Слой IX* распространен вдоль береговой линии и слагает протяженные холмы высотой до 40 м. Слой сложен песками и гравием, образующими местами подводные дюны и бары. Слой IX подробно исследован в западной части

Сунгарского пролива. Здесь была установлена его подвижность под действием течений, два из которых проходят через пролив с запада на восток, а одно следует вдоль берега в южном направлении [41]. Поверхность шельфа покрыта голоценовыми тонкозернистыми песками, гравием и глинами. Из-за маломощности (менее 5 м) они обычно не показываются на геологических картах. При драгировании на шельфе на глубинах от 90 до 100 м были обнаружены дендроидные кораллы.

*Магматические тела.* Небольшие сейсмически непрозрачные тела, имеющие сильную поверхность отражения, были нанесены на карту как дайки. Они распространены, главным образом, вдоль разломов на шельфе, которые сопряжены с протяженными поднятиями.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА ОКУСИРИ — КОДЗИМА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Тектоническая зона Окусири—Кодзима протягивается в северо-западном направлении (см. рис. 4, б), имеет ширину 5—9 км, характеризуется наличием большого количества разломов и тенденцией к погружению (см. рис. 6 и 8, в). Основные разломы нарушают слой III, но не проходят в слой IV. Таким образом, основная фаза тектонической активности имеет досреднемиоценовый возраст. Некоторые разломы пересекают верхнеплиоценовый слой V (см. рис. 4), и поэтому можно предполагать, что эта зона была активной в плиоцене и голоцене. Вулканыты, образующие о. Кодзима, и небольшие конические возвышения, считающиеся субвулканическими интрузиями и располагающиеся на северо-западном подножии острова, внедрены в верхнеплиоценовый слой V и обнаруживают тесную связь с тектонической зоной. В юго-западной части котловины Окусири слой VI (плейстоцен) образует синклиналь, наложенную на тектоническую зону (см. рис. 4, 8, в).

Блоки, разделяемые тектонической зоной Окусири—Кодзима, различаются между собой по особенностям структуры и рельефа. Северо-восточный блок имеет сложное геологическое строение и контрастный рельеф дна. Самыми крупными элементами его являются хр. Окусири, имеющий антиклинальное строение, и котловина Окусири с синклинальным строением. Юго-западный блок — плато Мацумаэ — имеет сравнительно простую структуру (см. рис. 3).

Тектоническая зона Окусири—Кодзима, по-видимому, протягивается на значительное расстояние (рис. 9). У северо-восточной окраины Японской глубоководной котловины Е. Хонзюй была установлена тектонически активная зона [21], в которой деформациями затронут

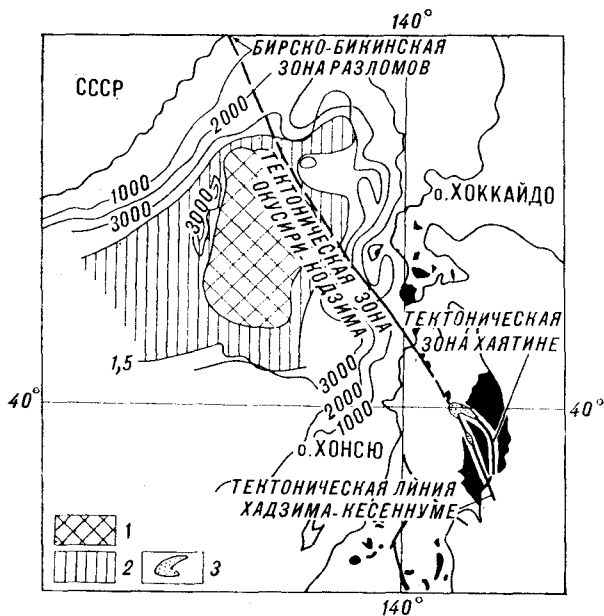


Рис. 9. Соотношение тектонической зоны Окусири—Кодзима с Бирско-Бикинской зоной разломов и тектонической зоной Хадзама—Кесеннуме.

Показана также по данным В. М. Ковылина и Р. Б. Шаехметова [42] мощность осадочного слоя «субокеанической коры».

1 — мощность осадочного слоя больше 2000 м; 2 — мощность осадочного слоя 1500—2000 м; 3 — серпентиниты. Черный цвет — палеозойские образования по данным М. Минато с соавторами [43].

весь разрез осадочного чехла. Это свидетельствует об активном погружении Японской котловины в четвертичном периоде. Тектоническая зона Окусири—Кодзима располагается на простирании Бирско-Бикинской зоны глубинных разломов Приморья, которая, как предполагают В. Б. Караулов и А. Л. Ставцев [4], заложилась в докембрии. Южным продолжением зоны Окусири—Кодзима является заложившаяся в палеозое тектоническая зона Хадзама—Кесеннума, в строении которой участвуют ультраосновные породы [18, 69]. Можно предполагать, что тектоническая зона Окусири—Кодзима является частью главной тектонической зоны Дальнего Востока, заложение которой произошло в докембрий или палеозое.

Для выяснения роли тектонической зоны Окусири—Кодзима в формировании Японского моря была составлена тектоническая карта Японского моря и его обрамления (рис. 10). На карте показаны две главные зоны: 1) тектоническая зона Окусири—Кодзима, которая ограничивает с северо-востока участок дна с «субокеаническим» типом строения земной коры (см. также рис. 9), и 2) тектоническая зона, которая протягивается параллельно сейсмически активной зоне, проходящей от корейско-советской границы до Южной Японии. Две эти зоны разломов, ориентированные в северо-за-

падном направлении, сыграли решающую роль в развитии Японской глубоководной котловины.

Анализ карты позволяет выявить и другие особенности строения, важные для выяснения происхождения Японского моря. Несмотря на то, что Японская глубоководная котловина с «субокеаническим» типом строения земной коры дискордантна древним структурным направлениям окружающих континентов и в значительной степени их затушевывает, основные структуры континентов все же прослеживаются через абиссальную равнину. В связи с этим следует подчеркнуть следующие особенности геологического строения.

1. Три главные системы разломов советско-Дальнего Востока (Джугджурская, Ям-Алиньская и Тукурингская), охарактеризованные В. Б. Карауловым и А. Л. Ставцевым [4], прослеживаются и в япономорском регионе.

2. Структуры Корейского полуострова ясно прослеживаются в Японском море и на Сихотэ-Алине, например: а) массив Кенги (архей) — подводная возвышенность (Северо-Корейская), сложенная докембрийскими породами, — линейное поднятие «субокеанической коры», имеющее северо-восточное простирание, — Сихотэ-Алинский антиклинорий (мезозой), б) массив Собек (архей) — подводная возвышенность к северу от о. Ульранг, в строении которого участвуют докембрийские образования (Южно-Корейская возвышенность), — возвышенность Ямато (протерозой?). Трог Окчон, выполненный протерозойскими и палеозойскими отложениями, продолжается на абиссальную равнину и представлен здесь широким прогибом с «субокеаническим» типом строения земной коры (см. рис. 10).

3. Общий северо-восточный наклон поверхности «субокеанической коры» согласуется с наклоном континентальной коры, о чем свидетельствуют распределения архейских, протерозойских и более молодых формаций.

4. Начиная с докембрия, в япономорском регионе преобладают вертикальные тектонические движения.

5. Многие вулканические острова или подводные поднятия расположены в тектонических зонах.

Все эти данные свидетельствуют о том, что Японская глубоководная котловина представляет собой опущенный участок земной коры, располагающийся на северо-восточном продолжении трога Окчон Корейского полуострова. Современные контуры района с «субокеанической корой» пересекают все древние структуры и не смещают их в горизонтальном направлении. Таким образом, нет необходимости допускать горизонтальное расширение Японской глубоководной котловины, предполагаемое многими исследователями [2, 5, 9, 17, 21, 26, 28, 54].

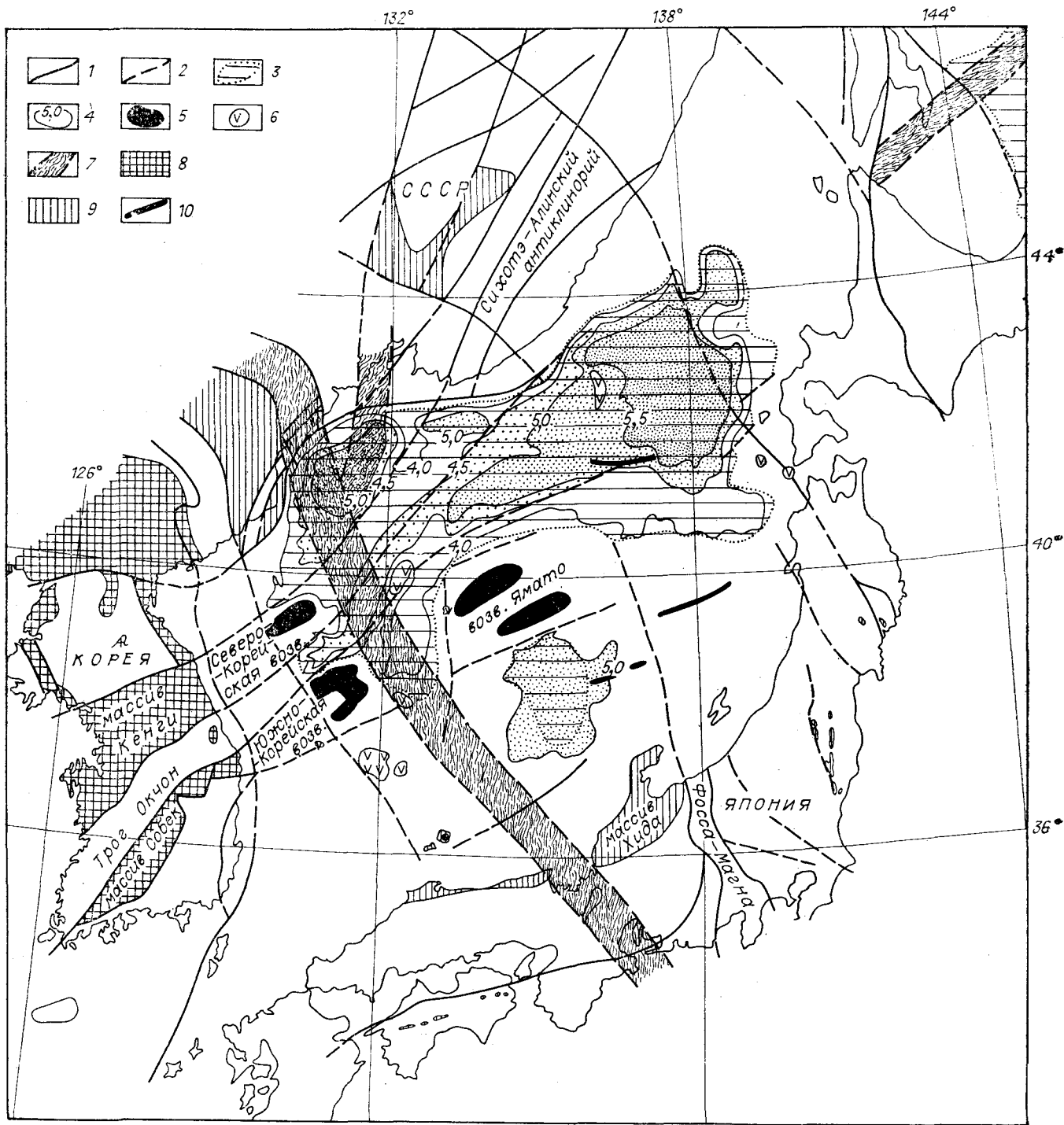


Рис. 10. Тектоническая карта Японского моря и обрамляющей его суши.

Составлена по нашим данным и материалам других исследователей [3—7, 9, 19—21, 26, 39, 42, 43, 47, 55, 64 и др.].  
 1 — основные глубинные разломы; 2 — предполагаемые глубинные разломы; 3 — площади с «субокеанической» и «океанической» корой; 4 — изобаты (в км) площадей с «субокеанической» корой; 5 — подводные возвышенности, сложенные докембрийскими или палеозойскими образованиями; 6 — вулканические острова и подводные возвышенности; 7 — активная сейсмическая зона с глубоководными землетрясениями (300—450 км); 8 — выходы архейских пород; 9 — выходы протерозойских и предположительно протерозойских пород; 10 — предполагаемые Н. Исезаки [26] центры спрединга.

В свете наших данных можно уточнить местоположение континента, который предполагался на месте современной Японской глубоководной котловины [10, 11] и с палеозоя до палеогена являлся областью сноса для окружающих осадочных бассейнов. Этот континент мог располагаться в пределах современного континентального бордерленда, обрамляющего Японскую котловину, а сама котловина в течение палеозоя и до палеогена являлась прогибом. Этот вывод подтверждается существованием на месте современной глубоководной котловины морского бассейна, соединявшего в позднем палеозое северо-восточную Корею с северной Японией. О существовании морского бассейна свидетельствуют родство ископаемой фауны обоих районов [13, 39, 53] и общее тектоническое строение япономорского региона (см. рис. 10). И. К. Туезов [6] уже подчеркивал существование на месте Японского моря в девоне эвгеосинклинального прогиба, сопряженного с геантиклинальным поднятием — Японско-Сахалинской островной дуги.

Как отмечалось выше, Японская котловина является трогом, сформировавшимся на продолжении возникшего в докембрии трога Окчон. Для того чтобы объяснить повышенные скорости сейсмических волн в «субокеанской коре» Японской глубоководной котловины, мы должны допустить нечто вроде петрографического изменения, обусловленного взаимодействием глубоко захороненных осадков или глубинных частей коры с верхней мантией (базификация по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу [10]). Окончательное заключение о происхождении Японского бассейна будет сделано в будущем после проведения буровых работ с вскрытием «субокеанической коры».

## ВЫВОДЫ

1. По результатам сейсмической съемки акватории составлена стратиграфическая схема, увязывающая девять несогласно залегающих сейсмических слоев с возрастом от верхнего палеозоя до голоцена со стратиграфическими подразделениями суши (см. табл. 1).

2. По всей северной части Японского моря распространен ранне-среднемиоценовый слой III, который повсюду, за исключением континентального шельфа, образует мощный акустический фундамент. Миоцен-плиоценовые слои IV и V заполняют понижения фундамента и имеют почти одинаковую мощность. Эти слои слагают также небольшие возвышения вдоль континентального бордерленда и шельфа. Слой VI в котловинах Окусири и Японской образован турбидитами. Слой VII—IX обра-

зуют тонкие покровы на поверхности дна и сложены обломочным материалом, принесенным реками или возникшим за счет размыва подводных склонов.

3. С олигоцена до среднего миоцена относительный уровень моря непрерывно повышался и лишь в раннем миоцене испытывал небольшое понижение. В связи с тектоническими деформациями он в значительной степени был понижен в среднем миоцене. В позднем миоцене и плиоцене уровень моря был высоким и, похоже, относительно стабильным. В плиоцене произошло понижение уровня моря. Установленная нами тенденция колебания уровня моря совпадает с кривой колебания уровня моря, предложенной П. Р. Вэйлем с соавторами [68].

4. Отчетливо просматривается вращение по часовой стрелке ориентировок структур от северо-западных в верхнем палеозое до северо-восточных в четвертичной системе. Это позволяет предполагать для каждой эпохи независимость плана деформаций.

5. Рельеф дна современного Японского моря в значительной степени контролируется геологическим строением. Все возвышенности имеют антиклинальное строение, а понижения рельефа — синклинальное. При этом первые активно поднимаются, а вторые опускаются.

6. Тектоническая зона Окусири—Кодзима была образована в домиоценовое время. Она сохраняла свою активность до антропогена, но наиболее активной была в среднем миоцене. Активное ее опускание в настоящее время сопровождается деформациями. Зона является главным тектоническим элементом рассматриваемого участка и прилегающих к нему районов. Она, по-видимому, соединяется с Бирско-Бикинской разломной зоной на Сихотэ-Алине и тектонической линией Хадзама—Кесеннума. Эта тектоническая зона рассматривается как одна из зон глубинных разломов Дальнего Востока. Она отчетливо контролирует структуры фундамента и распределение донных осадков в северо-восточной части Японского моря.

7. Предполагается, что Японская глубоководная котловина сформировалась как тектонический трог на северо-восточном продолжении трога Окчон. Структуры, выявленные на обрамлении Японского моря, прослеживаются через глубоководную котловину. Контуры участка дна с «субокеаническим» типом строения земной коры дискордантно наложены на все древние структуры, но без заметного горизонтального их смещения. Поэтому нет необходимости связывать происхождение Японской глубоководной котловины с дрейфом континентов или спредингом. Ясно, что котловина сформирована за счет вертикальных тектонических движений, которые сопровождались превращением континентальной коры в «субокеаниче-

скую» (базификацией?). Однако окончательный ответ будет дан в будущем, в результате бурения «субокеанической коры».

8. Общие черты современного Японского моря сформированы в период от миоцена до плиоцена. Главная фаза регионального погружения в среднем миоцене последовала за образованием зеленых туфов и наземной эрозией. Движения земной коры в среднем плиоцене привели к формированию рельефа дна. В настоящее время вдоль основных тектонических

зон происходит погружение дна Японского моря, которое сопровождается деформациями в районе островной дуги.

Мы благодарны В. В. Белоусову, К. Х. Чангу, Б. Макгрегору и Х. Харисону за критический просмотр рукописи, а Р. Н. Гинсбургу, М. Минаго и В. Шлагеру за советы и поддержку в работе. Мы особо благодарны Б. Матюз, А. Моги, И. Озава, Н. Такеза, К. Охно за помощь в процессе полевых работ и подготовки статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе». — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958, № 10.
2. Берсенева И. И. Происхождение впадины Японского моря. — В кн.: Доклады на Сов. Японском сем. в Находке. Южно-Сахалинск. Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1971.
3. Берсенева И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
4. Караулов В. Б., Ставцев А. Л. О главных системах разломов материковой части Дальнего Востока. — Геотектоника, 1975, № 4.
5. Ковылин В. М. Строение земной коры переходной зоны в области Японского моря. — Сов. геол., 1979, № 3.
6. Ковылин В. М. Строение земной коры в обл. Японского моря. М.: Наука, 1979.
7. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М., Наука, 1978.
8. Меланголина Е. Н., Ковылин В. М. Тектоническое строение Японского моря. — Геотектоника, 1976, № 4.
9. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.
10. Beloussov V. V., Ruditch E. M. Island Arcs in the development of the earth's structure (especially in the region of Japan and the Sea of Okhotsk). — J. Geol., 1961, v. 69.
11. Chang K. H. Unconformity-bounded stratigraphic units. — Geol. Soc. America, Bull., 1975, v. 86.
12. Chang K. H. Aspects of Mesozoic and Cenozoic tectonic history of Korean and related regions. — J. Geol. Soc. Korea, 1978, v. 14.
13. Choi D. R. Permian fusulinids from the Setamai — Yahagi district, Southern Kitami Mountains, N. E. Japan. — J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, Geol. and Mineral, 1973, v. XVI, no. 1.
14. Hasegawa Y. Diatom shells from the bottom samples around Okushiri Island, Hokkaido. — Nihonkai (Japan Sea), 1967, no. 1.
15. Hashimoto I., Nagao S., Sasa Y (eds.). Geologic map of Hokkaido. 1:2 000 000, part (1), Western Hokkaido. Geol. Surv. Hokkaido, 1953.
16. Hata M., Hasegawa Y. Tertiary geology and diatom flora of southern area of the Okushiri Island, off Hokkaido, Japan. — Chikyu Kagaku (Earth Science), 1970, v. 24.
17. Hilde W. C., Wageman J. M. Structure and origin of the Sea. — In: The Western Pacific Island Arcs, marginal sea geochemistry, ed. Coleman, Univ. of West Australia Press, 1973.
18. Hirokawa O., Yoshida T. Geological explanatory map, 1:50 000, Hitokabe. — In: Geol. Surv. Japan, 1954.
19. Honza E. (ed.). Geological investigations in the northern margin of the Japan Sea. — In: Geol. Surv. Japan, 1978, Cruise Rept. no 10.
20. Honza E. (ed.). Geological investigation of the Okhotsk and Japan Sea off Hokkaido. — In: Geol. Surv. Japan, 1978, Cruise Rept. no 11.
21. Honza E. (ed.). Geological Investigation of the Japan Sea. Geol. Surv. Japan, 1979, Cruise Report no 13.
22. Honza E., Tamaki K., Yuasa M., Murakami F. Geological map of the southern Japan Sea Tsushima Strait. — In: Geol. Surv. Japan, 1979, Marine Geol. Map Ser., no 13.
23. Ichikura M., Ujiie H. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores. — Bull. National Sci. Museum, ser. C (Geol. and Paleont.), 1976, v. 2.
24. Ikebe N. et al. Summary of bio- and chronostratigraphy of the Japanese Neogene. — In: Proc. 1-CPNS, Tokyo, 1976, p. 93, 1977.
25. Ikeya N., Uematsu K. The stratigraphic relation between the Kuromatsunai and Setana Formation. — J. Geol. Soc. Japan, 1968, v. 74, p. 24—36.
26. Isezaki N. Possible spreading centers in the Japan Sea. — Maritime Geophys. Res., 1975, v. 2.
27. Isezaki N., Hata K., Uyeda S. Magnetic survey of the Japan Sea (Part 1): Bull. Earthq. Res. Inst., 1971, v. 49, p. 77—83.
28. Isezaki N., Uyeda S. Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea. — Marine Geoph. Res., 1973, v. 2.
29. Izaki A. Submarine geology under the western passage of the Tsugaru Strait. — Railway Tech. Res. Rep., 1962, v. 274.
30. Japan Hydrographic Department, Bathymetric chart, Okushiri Basin, 1:200 000, no 6326, 1974.
31. Japan Hydrographic Department, Total magnetic intensity chart, Okushiri Basin, 1:200 000, N 6326, 1974.
32. Japan Hydrographic Department, Gravity anomaly chart, Okushiri Basin, 1:200 000, no 6326, 1974.
33. Japan Hydrographic Department, Submarine structural chart, Okushiri Basin, 1:200 000, no 6326, 1975.
34. Japan Hydrographic Department, Basic Map of the Sea in Coastal Waters (1:50 000), Shirakami, Misaki, N 6326, 1977.
35. Japan Hydrographic Department, Basic Map of the Sea in Coastal Waters (1:50 000), Oshima Kojima, no 6326, 1977.
36. Japan Hydrographic Department, Basic Map of the Sea in Coastal Waters (1:50 000), Okushiri Island, no 6326, 1979.
37. Karig D. E. Origin and development of marginal basin in the western Pacific. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76.
38. Karig D., Ingle J. C. jr. et al. Site 299—302:— Init. Rept. DSDP, 1975, v. 31.
39. Kim H. O. (ed.). Geology and mineral resources of northeastern Korea and southern Primoria. Acad. Sci. Korea, Pyongyang, 1964. 472 p.

40. *Koizumi I.* Diatom biostratigraphy in the north Pacific region.— In: Proc. 1-CPNS Tokyo, 1976.
41. *Komukai R.* On the bottom topography and sediments in the western passage of Tsugaru Strait.— In: The Rept. of the Hydrographic Office, 1956.
42. *Kovylin V. M., Shayakhmetov R. B.* The structure of the Japan Sea. In: Island arc and Marginal Sea, Tokai Univ. Press, Tokyo, 1971.
43. *Minato M., Hunahashi M., Watanabe J., Kato M. (eds.)* Variscan geohistory of northern Japan.— In: The Abean Orogeny. Tokai Univ. Press, 1979.
44. *Minato M., Konoya M.* On *fusulinella* from Kaminokuni, Hiyama-gun, Hokkaido.— J. Geol. Soc. Japan, 1963, v. 69.
45. *Minato M., Rowett C. A.* New Palaeozoic fossils from southern Hokkaido, Japan.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1967, ser. IV, v. 13.
46. *Mitchum R. M., jr., Vail P. R., Songree J. B.* Seismic stratigraphy and global change of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences.— In: Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration, Ed. Payton C. E., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 1977.
47. *Miyamura S., Uyeda S.* The crust and upper mantle of the Japanese area, pt. 1, geophysics.— Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1972.
48. *Mogi A., Sato T.* On the bottom configuration and sediments in the adjacent sea of Mogami Bank, Japan Sea: Japan Hydrographic Office Bull., 1958, no 55.
49. *Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta M. et al.* Crustal structure of the Japan Sea derived from the deep sea seismic observations.— J. Phys. Earth., 1967.
50. *Nagao S., Sasa Y.* Cenozoic strata and recent history of southwest Hokkaido (1), (2).— J. Geol. Soc. Japan, 1933, v. 40, p. 555—577, p. 750—755.
51. *Nagao S., Sasa Y.* Cenozoic strata and recent history of southwest Hokkaido (3), (4).— Ibid., 1934, v. 41, p. 47—60, p. 211—260.
52. *Niino H.* The bottom character of the banks and submarine valleys on and around the continental shelf of Japanese Islands.— J. Tokyo Univ. of Fisheries, 1952, v. 38.
53. *Noda M.* Stratigraphical and Paleontological studies of the Tuman Formation in the Kaishantun and Kaminambo districts.— Rep. Earth Sci., Dep. Gen. Educ. Kyushu Univ., 1956, no 2.
54. *Packham G. H., Falvey D. A.* An hypothesis for the formation of marginal sea in the Western Pacific.— Tectonophysics, 1971, v. 11.
55. *Pak S. O. (ed.)*. Geology of Korea: Acad. Sci. Korea, Pyongyang, 1960.
56. *Rikitake T., Miyamura S., Tsubokawa I. et al.* Geophysical and geological data in and around the Japan Arc.— Canad. J. Earth Sciences, 1968, v. 5.
57. *Sakurai M., Sato T.* Submarine geologic structures of the Mogami Trough.— J. Geol. Soc. Japan, 1971, v. 77.
58. *Sasa Y.* Submarine geology of Tsugaru Strait (western passage) I.— Kagaku (Science), 1969, v. 39.
59. *Sasa Y.* Submarine geology of Tsugaru Strait (western passage) II.— Ibid., 1969, v. 39.
60. *Sasa Y.* Submarine geology of Tsugaru Strait (western passage) III.— Ibid., 1972, v. 42.
61. *Sasa Y., Izaki A.* Analysis and geologic interpretation of sonic survey on the western passage of Tsugaru Strait, Japan (1).— J. Geogr., 1961, v. 70.
62. *Sasa Y., Izaki A.* Analysis and geologic interpretation of sonic survey on the western passage of Tsugaru Strait, Japan (2).— Ibid., 1961, v. 70.
63. *Stroev P. A.* Cravity anomalies in the Sea of Japan.— In: Island Arc and Marginal Sea, Asano, S. and Udintsev, G. B. (eds.), Tokai Univ. Press, 1971.
64. *Tamaki K., Yuasa M., Nishimura K., Honza E.* Geological map of the Japan and Okhotsk Sea around Hokkaido.— Marine Geol. Map. Ser., no. 14, Geol. Surv. Japan, 1979.
65. *Tomoda Y., Segawa J., Tokuhiko A.* Gravity anomalies in and around Japan.— In: Island Arc and Marginal Sea, Asano S., Udintsev G. B. (eds.), Tokai Univ. Press, Tokyo, 1971.
66. United States Department of Navy. Oceanographic survey report, Sea of Japan.— Naval Oceanographic Office, Sepc. Publ., no. 133-18-1, 1974.
67. *Uozimi S., Fujie T.* Correlation of Tertiary formation in Hokkaido.— Quaternary Res., no. 26, 1958.
68. *Vail P. R., Mitchum R. M. jr., Thompson S. III.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4; Global cycles of relative change of sea level.— In: Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration, Payton C. E. (ed.), AAPG Mem. 26, 1977.
69. *Yamashita N.* Kurosegawa-type Tectonic Line and Kesennumatype Tectonic Line: Chikyu—Kagaku (Earth Science), no. 31, 1957.
70. *Yoshida T., Aoki C.* Palaeozoic formation in the Matusmae Peninsula, Hokkaido, and the occurrence of conodonts from the southern part of the Oshima Peninsula.— Rept. Geol. Surv. Japan, 1972, v. 23.

Японское агентство  
береговой безопасности  
Токио, Япония  
Компания по аэросъемке Хокусэй  
Токио, Япония

Поступила в редакцию  
24 ноября 1981 г.

*А. Г. Гайнанов*

## АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Кратко анализируются гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса, изданные в 1976 г. Характеризуются основные структурные элементы Тихого океана по гравиметрическим данным. Комплексная интерпретация гравиметрических материалов совместно с сейсмическими и другими геолого-геофизическими данными позволила выявить изменение мощностей различных слоев земной коры, а

Одной из важнейших проблем геофизики является построение комплексной геофизической модели земной коры, литосферы и верхней мантии. На начальном этапе решения этой проблемы главной задачей является построение плотностной модели, которая строится методом подбора расчетного и наблюдаемого гравитационного полей [18]. Построению плотностной модели Тихого океана предшествовало составление гравиметрических карт масштаба 1 : 10 000 000 в редукциях в свободном воздухе (Фая) и Буге при плотности промежуточного слоя  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$  [10]. Основное сечение карты было принято равным 40 мГл. Все использованные материалы даны в системе международных опорных пунктов. Нормальные значения силы тяжести вычислены по международной формуле Кассиниса 1930 г.

Аномалии силы тяжести осреднены по трапециям  $1^\circ \times 1^\circ$ . Карты, составленные по осредненным аномалиям силы тяжести, имеют в условиях сегодняшней изученности акватории Тихого океана некоторые преимущества перед картами, составленными непосредственно по наблюдаемым аномалиям, а именно: уменьшается влияние случайных ошибок наблюдений, ослабляется влияние рельефа и локальных плотностных неоднородностей земной коры. Однако различная степень гравиметрической изученности одноградусных трапеций может привести к большим ошибкам представительства. По оценкам ЦНИИГАиК, средние квадратические ошибки осредненных аномалий находятся в пределах от  $\pm 5$  до  $\pm 30$  мГал и зависят от степени изученности трапеций и сложности гравитационного поля. Максимальные

также плотностные неоднородности в верхней мантии для отдельных геоморфологических провинций океана.

Несмотря на схематичность и неоднозначность плотностных моделей литосферы и астеносферы, построенных по гравиметрическим данным, эти схемы позволяют в первом приближении оценить плотностные неоднородности и выявить области, отличающиеся глубинным строением.

ошибки отмечаются в районах глубоководных желобов и островных дуг, минимальные — в районах океанических котловин.

По характеру осредненных на одноградусных трапециях аномалий гравитационного поля, акваторию Тихого океана можно схематически разделить на несколько областей.

Области глубоких океанических котловин характеризуются относительно спокойным полем силы тяжести с небольшими, близкими к нулю положительными или отрицательными аномалиями Фая. Северо-Западная, Северо-Восточная, Восточно-Марьянская и Центральная котловины характеризуются в основном отрицательными аномалиями Фая, Филиппинская и Каролинская — преимущественно положительными. Средняя разность между значениями аномалий, характеризующих эти котловины, составляет 35—40 мГл, что хорошо согласуется со средней разностью аномалий в этих котловинах, полученной по спутниковым данным.

В осредненных аномалиях Буге области глубоких океанических котловин выделяются интенсивными положительными аномалиями Буге, достигающими примерно +450 мГл. При этом по среднему уровню аномалий Буге, так же как и по уровню аномалий Фая, котловины Тихого океана несколько отличаются друг от друга. Так, Северо-Восточная котловина, особенно ее области, осложненные поперечными разломами и примающиеся к Северной Америке, характеризуются несколько пониженными аномалиями Буге (+250, +350 мГл). Наиболее интенсивные положительные аномалии Буге до +400, +450 мГл выявлены в западной части Северо-Западной и Филиппинской котловин.

В Центральной котловине аномалии Буге изменяются в пределах  $+320$ ,  $+400$  мГл.

Области подводных хребтов, возвышенностей, гор, островов по характеру изменения силы тяжести можно подразделить на ряд районов.

а. Рифтовые подводные хребты и поднятия, относящиеся к современной тектонически активной системе срединно-океанических хребтов, характеризуются небольшими относительными увеличениями аномалий Фая и региональными уменьшениями аномалий Буге. Так, над Восточно-Тихоокеанским поднятием аномалии Фая возрастают до  $+20$ ,  $+40$  мГл, а аномалии Буге уменьшаются над гребнем поднятия до  $+180$  мГл по сравнению с  $+320$  мГл в прилегающих глубоководных котловинах.

б. Обширные сводовые поднятия, вулканические хребты и цепочки подводных вулканических гор и островов выделяются интенсивными положительными аномалиями Фая с амплитудой до  $+100$ ,  $+200$  мГл и несколько пониженными по сравнению с окружающими котловинами аномалиями Буге с амплитудой  $+200$ ,  $+260$  мГл. Так, над Гавайским сводовым вулканическим поднятием аномалии Фая превышают  $+200$  мГл, а аномалии Буге понижаются до  $+200$  мГл, над Императорскими горами аномалии Фая достигают до  $+140$  мГл, а аномалии Буге —  $+220$  мГл.

в. Глыбовые поднятия и возвышенности отличаются слабыми положительными аномалиями Фая и понижением аномалий Буге. Так, над возвышенностью Шатского аномалии Фая достигают значений  $+40$  мГл, а аномалии Буге уменьшаются до  $170$  мГл.

Переходные области от океана к материкам выделяются резкими изменениями аномалий силы тяжести в редукции Фая, Буге и изостатической. По характеру изменения аномалий силы тяжести переходные зоны от материков к Тихому океану можно подразделить на шесть подзон:

а. Крайние Дальневосточные моря с островными дугами и глубоководными желобами характеризуются интенсивными аномалиями Фая, Буге и изостатическими в районе островной дуги; близкими к нулю, преимущественно положительными изостатическими аномалиями и аномалиями Фая и повышенными положительными аномалиями Буге над акваториями окраинных морей. Четко прослеживается пояс интенсивных отрицательных аномалий Фая и изостатических аномалий вдоль глубоководных желобов Алеутского, Курило-Камчатского, Японского и др. Если минимум аномалий Фая совпадает с осью желобов, то минимум изостатических аномалий обычно смещен к склону островной дуги. Пояс отрицательных аномалий Фая при переходе от желоба к океану обрамляется менее

интенсивным поясом положительных аномалий, хорошо коррелируемых с краевыми валами глубоководных желобов [13, 14, 24, 32].

б. Индонезийская переходная зона, примыкающая к Тихоокеанскому бассейну с двойными и тройными дугами и глубоководными желобами, расположенными как с океанической, так и с материковой стороны, отличается чрезвычайно интенсивными изменениями аномалий силы тяжести в редукциях Фая, Буге и изостатической. Над островами Индонезийского архипелага значения аномалий Фая возрастают до  $+150$  мГл, а над глубоководными желобами понижаются до  $-240$  мГл. Аномалии Буге над островами слабоположительные и слабоотрицательные, а над некоторыми впадинами внутренних морей (море Сулавеси и др.) превышают  $+400$  мГл. Амплитуда изменения изостатических аномалий превышает  $350$  мГл [2, 33].

в. Австрало-Новозеландская переходная зона с характерными линейными полосами повышенных и пониженных аномалий Фая и Буге. Если котловины моря Фиджи и Тасманова моря характеризуются слабо положительными и отрицательными аномалиями Фая, то над подводными хребтами Лорд-Хау, Норфолк, Колвил-Лау, Кермадек аномалии Фая возрастают до  $+100$ ,  $+170$  мГл. Глубоководный желоб Тонга-Кермадек выделяется интенсивными отрицательными аномалиями Фая величиной до  $-210$  мГл. Аномалии Буге над глубоководной котловиной Тасманова моря возрастают до  $+400$  мГл, а над Новокаледонской — до  $+240$  мГл. Подводные хребты характеризуются понижением аномалий Буге до  $+60$ ,  $+40$  мГл. В районе островной дуги Тонга — Кермадек аномалии Буге изменяются от  $+160$  до  $+440$  мГл, а изостатические аномалии от  $+110$  до  $-176$  мГл.

г. Антарктическая переходная зона характеризуется чередованием полос положительных и отрицательных аномалий Фая (краевой эффект Гельмерта) с аномалиями Буге, возрастающими от слабо положительных до интенсивно положительных значений свыше  $+320$  мГл при переходе от материка Антарктиды к Тихому океану.

д. Своеобразная Южно-Американская переходная зона (без островных дуг) отличается чрезвычайно резкими изменениями аномалий Фая от интенсивных отрицательных величин  $-200$  мГл над Перуанско-Чилийским желобом до интенсивных положительных величин над Андами. Аномалии Буге в узкой прибрежной зоне резко возрастают от интенсивных отрицательных значений над Андами до  $+300$  мГл над океаном. Амплитуды изменения изостатических аномалий над желобом превышают  $150$  мГл.



е. Северо-Американская переходная зона характеризуется обширной областью отрицательных аномалий Фая, наиболее ярко выраженной у Калифорнийского побережья и ограниченной с юга разломом Кларифон, а с севера разломами Пионер и Мендосино. Аномалии Буге увеличиваются от отрицательных значений — 120 мГл в прибрежных горных областях до +200, +250 мГл над океаном. Амплитуды изменения изостатических аномалий не превышают 125 мГл, а в среднем преобладают изостатические аномалии с амплитудами  $\pm 40$  мГл.

ж. Переходные зоны Центрально-Американско-Карибская и моря Скоша характеризуются очень сложными, интенсивно расчлененными аномалиями силы тяжести в редукциях Фая, Буге и изостатической.

Многими исследователями на основании данных гравиметрии были выполнены оценки изменения мощности земной коры до поверхности Мохоровичича для различных морфоструктур Тихого океана и построены схематические карты мощности земной коры и разрезы земной коры и верхней мантии [5, 8—13, 19, 23, 31, 34—36].

В Советском Союзе при гравиметрическом исследовании земной коры океанов применяется преимущественно редукция Буге [5]. Многие зарубежные исследователи при интерпретации результатов региональных морских гравиметрических съемок совместно с опорными сейсмическими данными о строении и мощности земной коры используют аномалии силы тяжести в редукции Фая. В этом случае при интерпретации гравиметрических данных методом подбора вычисляется влияние водного слоя с учетом топографии дна, т. е. фактически в скрытом виде вводится поправка Буге с учетом топографии дна [26, 31, 36]. При любом способе геологической интерпретации аномалий силы тяжести необходимо учитывать влияние наиболее резкой плотностной границы раздела, каковой является рельеф дна. Это и делается при вычислении поправки Буге на море с учетом топографии дна. Однако в аномалиях Буге, кроме плотностных неоднородностей коры и мантии, находит отражение также влияние топографических и компенсационных масс всей Земли, пренебрежение которыми может привести к существенным ошибкам интерпретации, особенно при региональных исследованиях. Для исключения влияния этих помех вычисляют аномалии силы тяжести в редукции Гленни. При вычислении аномалий Гленни учитывается влияние топографических масс всей земли и компенсационных масс за пределами зоны 0—222 км [4]. Для оценки систематической разницы между аномалиями Буге и аномалиями Гленни были

проанализированы немногочисленные гравиметрические данные в редукциях Фая, изостатической, Буге и Гленни по отдельным профилям, пересекающим различные морфоструктуры Тихого океана [4, 5, 33]. В среднем по имеющимся данным аномалии Гленни оказались на 50 мГл меньше аномалий Буге. Для 10% случаев эта разность может уменьшаться до 25 мГл и возрастать до 65 мГл [5]. В связи с тем, что в настоящее время по результатам наблюдений за траекториями искусственных спутников земли построены карты превышений геоида над эллипсоидом относительности, при региональных исследованиях необходимо учитывать поправки Брунса и Жонголовича. При интерпретации аномалий Буге по методу подбора с опорой на сейсмические данные о мощности и составе земной коры значительная часть влияния топографии и компенсации дальних зон и влияния превышения геоида (постоянная систематическая составляющая) на результаты количественных расчетов исключается.

При количественной интерпретации гравиметрических данных в океанах применяют методы подбора. Преимуществом этих методов является максимальное использование имеющейся геолого-геофизической информации для получения модели геологического объекта по гравиметрическим данным. Методы подбора можно применять как для количественной интерпретации аномалий Фая, так и Буге, Гленни, изостатической. Однако при интерпретации аномалий Фая по методу подбора в первую очередь учитывается гравитационное влияние наиболее резкой плотностной границы вода — рельеф дна, что равносильно введению поправки Буге с учетом влияния рельефа дна. Используя сейсмические данные о глубинах различных границ в земной коре как опорные, по гравиметрическим данным подбирается слоисто-блоковая модель разреза земной коры, удовлетворяющая в пределах погрешности съемки наблюдаемым аномалиям силы тяжести. При этом плотность слоев разреза коры определяется по графику корреляционной зависимости между скоростью продольных волн и плотностью. Комплексная интерпретация гравиметрических данных совместно с сейсмическими и другими геолого-геофизическими данными позволила выявить изменения мощностей различных слоев земной коры, а также плотности неоднородности в верхней мантии для отдельных геоморфологических провинций океана. Наиболее интенсивные плотностные неоднородности в верхней мантии выявлены в переходных зонах Тихого океана и в рифтовых океанических хребтах [3, 5, 8—13, 25, 26].

В последние годы некоторые советские исследователи пытаются обосновать новую сейс-

мическую модель земной коры океанов, согласно которой нет принципиальных различий между континентальным и океаническим типами земной коры, и предполагается существование под океанами земной коры, с глубинами до границы Мохоровичича от уровня моря 35—55 км [4]. Если предположить, что при переходе от материков к Тихому океану мощность земной коры под глубоководными котловинами Тихого океана (глубиной 4—5 км) сохраняется хотя бы такой же, как под материковыми платформами (около 35 км), то над котловинами океана наблюдались бы интенсивные отрицательные (до  $-280$ ;  $-350$  мГл) аномалии Фая и близкие к нулю положительные и отрицательные аномалии Буге. Однако ничего подобного не наблюдается ни под одной из известных океанических котловин. Наоборот, над котловинами, как отмечалось выше, наблюдаются близкие к нулю положительные и отрицательные аномалии Фая и интенсивные положительные (до  $+400$  мГл) аномалии Буге. Еще в 1912 г. Ф. Г. Гельмерт теоретически обосновал существование аномалий «краевого эффекта» (в аномалиях силы тяжести в редукции Фая), приуроченных к области подводного края континента и объясняемых теорией изостазии как результат суммарного гравитационного влияния изменения глубин поверхности дна и поверхности подкорового вещества, компенсирующей континентальный склон.

Однако для удовлетворительного согласования наблюдаемых аномалий силы тяжести с рассчитанными от моделей земной коры, построенных по сейсмическим данным, необходимо предположить наличие плотностных неоднородностей в литосфере [5—7, 9].

Основной субгоризонтальной границей раздела, на которой значительно изменяются физические свойства литосферы, является граница Мохоровичича. Детальные сейсмические исследования в различных областях Мирового океана доказывают существование субгоризонтальных границ в литосфере глубже границы М. В соответствии с тектоникой литосферных плит формирование литосферы происходит в рифтовых зонах при раздвижении литосферных плит. Мощность новообразованной литосферы, которая определяется глубиной охлаждения и кристаллизации астеносферного вещества, т. е. глубинным положением температуры солидуса базальтов, не остается постоянной, а постепенно увеличивается по мере удаления от рифтовых океанических хребтов и соответственно по мере увеличения возраста пород океанического дна. Кристаллизация вещества астеносферы сопровождается возрастанием его плотности, поэтому породы литосферы тяжелее вещества подстилающей ее астеносферы примерно на  $0,05$ — $0,1$  г/см<sup>3</sup>. Инверсия плотности при-

водит к тому, что с увеличением мощности литосферы уровень ее поверхности понижается. Используя эмпирические зависимости между изменением мощности литосферы, полученной по сейсмическим данным, и возрастом пород океанического дна или осредненным рельефом дна океанов, построены схемы мощности океанической литосферы [16, 17]. Оценки изменения мощности литосферы и построение ее плотностных моделей по гравиметрическим данным выполнены советскими и зарубежными исследователями по профилям, пересекающим различные геоморфологические области Тихого океана и переходные зоны Тихого океана [5—7, 9, 11, 20, 27, 28, 30, 37]. На рис. 1 приведены результаты выполненных нами оценок изменения мощности литосферы и разности плотности между литосферой и астеносферой. Гравитационные профили составлены по осредненным на одноградусных трапециях аномалиям Буге ( $\sigma = 2,67$  г/см<sup>3</sup>). Оценки изменения мощности литосферы произведены по сглаженным аномалиям Буге. Интенсивные минимумы аномалии Буге над Гавайскими островами, подводными хребтами и островами обусловлены в основном увеличением мощности земной коры под этими поднятиями. Учет гравитационного влияния изменения мощности и состава земной коры приводит наблюдаемые аномалии Буге в пределах точности осредненных значений к величинам сглаженных аномалий Буге в этих областях. По направлению от гребня поднятия Альбатрос к Гавайским островам сглаженная аномалия Буге увеличивается на 220 мГл. Если принять, что суммарное уменьшение плотности астеносферы относительно литосферы составляет  $0,1$  г/см<sup>3</sup> за счет увеличения средней температуры астеносферы на  $600$ — $700^\circ\text{C}$  по отношению к средней температуре литосферы и за счет частичного плавления вещества астеносферы [17], то такое изменение аномалий будет соответствовать увеличению мощности литосферы на 53 км. Мощность литосферы в рифтовой зоне по расположению основной группы очагов землетрясений составляет 10—15 км. Таким образом мощность литосферы в районе Гавайских островов возрастает до 65—70 км. Анализ дисперсии фазовых скоростей релеевских волн по трассам, пересекающим Тихий океан, показал систематическое увеличение мощности литосферы с увеличением возраста пород дна океана. Наиболее точная литосфера мощностью в несколько километров выявлена в гребневой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта. Интенсивное нарастание мощности литосферы более чем на 50 км происходило за первые 30 млн. лет. В последующие 70 млн. лет мощность литосферы возросла только на 35 км, а мощность наиболее

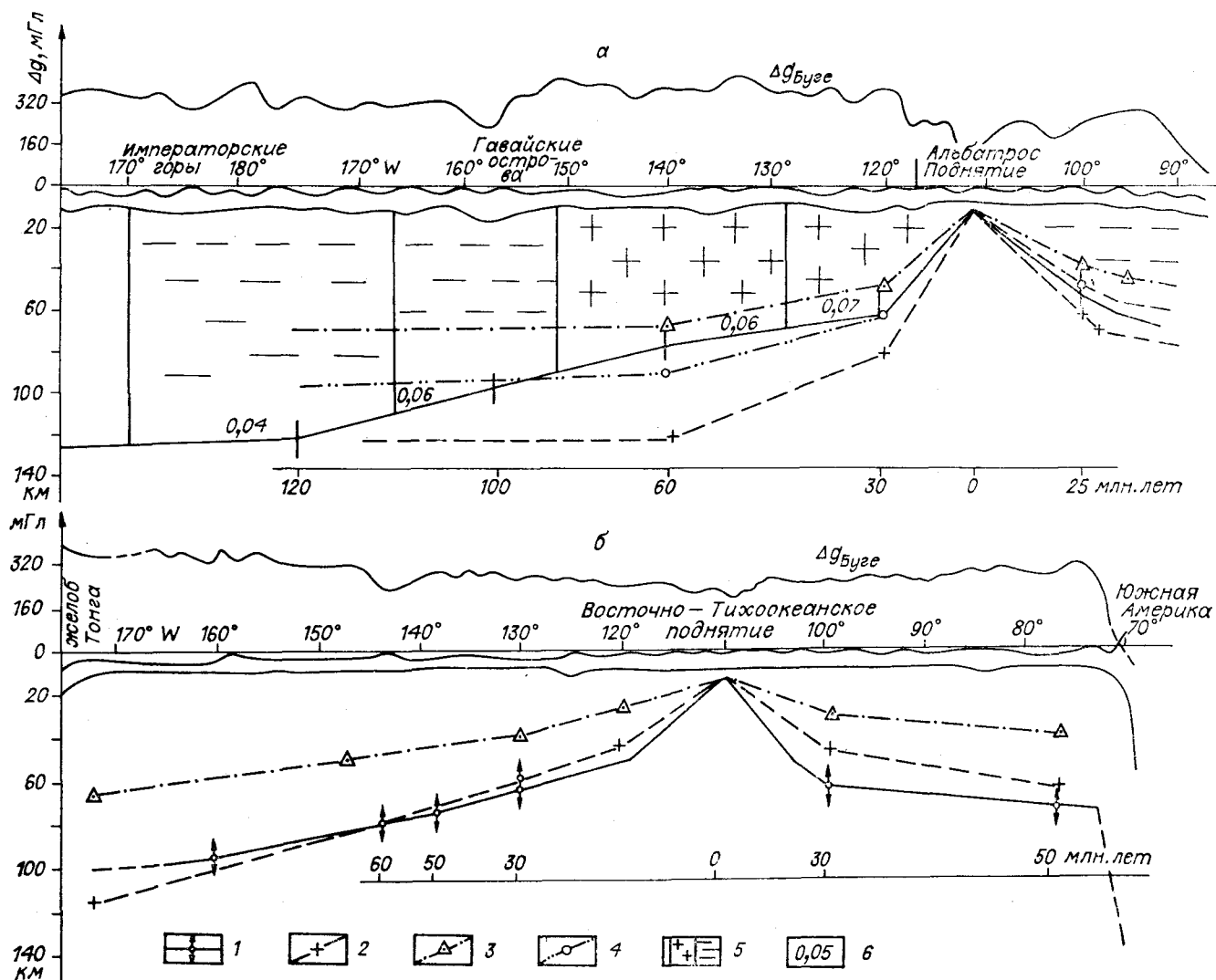


Рис. 1. Сводные разрезы земной коры и литосферы Тихого океана по сейсмическим и гравиметрическим данным.

(а — разрез Императорские горы — поднятие Альбатрос; б — желоб Тонга — Южная Америка).

1 — глубина подошвы литосферы по сейсмическим данным (стрелки показывают удвоенную средневекторную погрешность определения глубины подошвы); 2 — глубина подошвы литосферы по слаженным аномалиям Буге при  $\Delta\sigma = 0,05 \text{ г/см}^3$ ; 3 — глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге при  $\Delta\sigma = 0,10 \text{ г/см}^3$ ; 4 — глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге при  $\Delta\sigma = 0,07 \text{ г/см}^3$ ; 5 — блоки литосферы повышенной (плюс) и пониженной (минус) плотности; 6 — разность плотности литосферы и астеносферы в  $\text{г/см}^3$ ; шкала возраста литосферы по палеомагнитным данным в млн. лет.

древней литосферы Тихого океана возрастом 150 млн. лет достигает 150 км [29]. Наилучшее количественное согласование результатов определения изменения мощности литосферы по гравиметрическим и сейсмологическим данным по профилю Гватемала — Императорские горы (см. рис. 1, а) получается при разности плотности литосферы и астеносферы  $0,07 \text{ г/см}^3$ . Более детальное сопоставление результатов определения мощности литосферы по сейсмологическим и гравиметрическим данным показало, что для удовлетворительного согласования сейсмологических и гравиметрических данных необходимо предположить плотностную неоднородность литосферы в горизонтальном направлении. Наиболее ве-

роятны изменения плотности на  $0,01 \text{ г/см}^3$  между блоками литосферы с поперечными размерами от 120 до 220 км. При этом намечается систематическое уменьшение разности плотности блоков литосферы и астеносферы от  $0,07 \text{ г/см}^3$  для литосферы возраста 40 млн. лет до  $0,05\text{--}0,04 \text{ г/см}^3$  для литосферы возраста свыше 40 млн. лет. Для профиля Южная Америка — желоб Тонга (см. рис. 1, б) наиболее удовлетворительное количественное согласование результатов определения изменения мощности литосферы по гравиметрическим и сейсмологическим данным получается при разности плотности литосферы и астеносферы  $0,04 \text{ г/см}^3$ .

Для этого профиля также намечаются плотностные неоднородности блоков литосферы, но

разность плотностей между блоками литосферы вероятно меньше  $0,01 \text{ г/см}^3$ . Ранее нами было высказано предположение о латеральной плотностной неоднородности блоков литосферы Атлантического океана с поперечными размерами 90—160 км [5, 7]. Если предположить цикличность в формировании океанической коры и литосферы, то при средней скорости раздвигания плит Атлантического океана 2—3 см/год, а плит Тихого океана — 9—10 см/год получается характерное время цикла внедрения одной протрузии порядка первых миллионов лет. За это время вещество мантии близ оси рифтовой зоны успевает раскристаллизоваться на глубину до 10 км в зависимости от исходного петрологического состава верхней мантии. Изменение с глубиной условий фракционной дифференциации вещества, которое происходит в течение каждого цикла, должно приводить к некоторому изменению состава дифференциатов, что влечет за собой вариации плотности коры и литосферы в латеральном направлении вкост простираения рифтового хребта.

Расчеты мощности литосферы по гравиметрическим данным для северо-восточной части Тихого океана были выполнены Юошии [37]. Вычисления мощности литосферы им выполнены по остаточным аномалиям силы тяжести.

Остаточные аномалии представляют собой видоизменение аномалий Буге с учетом изменения мощности земной коры. Для северо-восточной части Тихого океана, южнее Аляскалинского залива, где проведены детальные магнитные съемки и сейсмические исследования земной коры, были проанализированы соотношения между возрастом дна, определяемого по линейным магнитным аномалиям (от 0 до 10 млн. лет), и остаточными аномалиями силы тяжести, глубиной дна, глубиной границы Мохоровичича, мощностью коры и скоростью продольных волн. С увеличением возраста дна его глубина и интенсивность остаточных аномалий возрастают. Так как изменение мощности земной коры с изменением возраста пород, слагающих дно, очень незначительно, то увеличение глубины границы М обуславливается увеличением глубины дна. Мощность океанической коры в областях с возрастом пород дна меньше 10 млн. лет заметно меньше ее нормальной мощности. Этот факт можно объяснить тем, что формирование океанической коры может быть завершено за сравнительно короткий интервал времени, возможно менее 7 млн. лет. Это подтверждается также резким изменением скорости продольных сейсмических волн в областях дна старше 7 млн. лет. На основании этих фактов предполагается, что океаническая кора возраста менее 7 млн. лет непосредственно контактирует с астено-

сферой и насыщается базальтовыми расплавами. Кора с возрастом более 7 млн. лет подстигается тонкой литосферой, которая препятствует поступлению базальтовых расплавов и утолщению коры. Увеличение мощности литосферы рассчитано по остаточным аномалиям силы тяжести в предположении постоянной разности плотности между литосферой и астеносферой, равной  $0,1 \text{ г/см}^3$ . В этом случае мощность литосферы возрастает от нуля в районе рифтовой зоны до 60 км под дном котловины с возрастом до 80 млн. лет, т. е. глубина границы между литосферой и астеносферой погружается от 10 км в приосевых частях расширяющихся рифтовых хребтов до 70 км в интервале времени развития дна океана менее 100 млн. лет.

Таким образом, совместная интерпретация сейсмологических и гравиметрических данных позволяет выявлять неоднородность физических свойств литосферы. Анализ этих данных показывает некоторое уменьшение разности плотности литосферы и астеносферы от  $0,1 \text{ г/см}^3$  в северо-восточной части Тихого океана до  $0,04 \text{ г/см}^3$  в южной части океана. Намечается также некоторое систематическое уменьшение разности плотности литосферы и астеносферы с увеличением возраста литосферы. Возможно, некоторая часть региональных вариаций разности плотности литосферы и астеносферы обусловлена влиянием на наблюдаемые аномалии силы тяжести плотностных неоднородностей блоков мантии, расположенных под астеносферой. Однако анализ скоростей распространения короткопериодных поперечных волн в океанической литосфере также показывает увеличение скорости распространения этих волн от  $4,58 \pm 0,02 \text{ км/с}$  для литосферы возрастом 0—50 млн. лет до  $4,71 \pm 0,04 \text{ км/с}$  для литосферы старше 50 млн. лет. Вероятно, с увеличением возраста литосферы происходит не только увеличение ее мощности и плотности, но и некоторое увеличение плотности вещества астеносферы, что приводит к уменьшению разности плотности литосферы и астеносферы.

Расчеты мощности литосферы в районе зоны разлома Мендосино в восточной части Тихого океана выполнены французскими исследователями [30]. Используя результаты набортных гравиметрических измерений и сейсмические данные о мощности и составе земной коры, полученные по профилям, пересекающим трансформный разлом Мендосино, было показано, что хорошее совпадение наблюдаемых и вычисленных аномалий силы тяжести в редукции Фая получается при изменении мощности литосферы от 75 км (к югу от разлома, где возраст литосферы около 30 млн. лет) до 12 км (к северу от разлома, где возраст литосферы около 0,3 млн. лет).

Согласно концепции тектоники литосферных плит, образование и раздвижение литосферных плит в рифтовых зонах компенсируется их сдвливанием, поддвижением и погружением в верхнюю мантию в переходных зонах от материка к Тихому океану. Комплексная интерпретация гравитационных и сейсмических данных показала невозможность полного объяснения наблюдаемых аномалий силы тяжести влиянием только изменения мощности и состава земной коры в переходных зонах Тихого океана [3, 5, 10, 12, 13, 20, 25, 27, 28, 38]. Расчет прямых задач и исключение гравитационного влияния земной коры из наблюдаемых аномалий Буге позволяет выделить остаточную мантийную аномалию амплитудой до 500 мГл, обусловленную плотностными неоднородностями верхней мантии. Для объяснения мантийной аномалии были вычислены гравитационные эффекты литосферных плит, мощностью 80—90 км, погружающихся под углом 30°—60° до глубины 200—700 км. В рассмотренных моделях принимались различные законы изменения избыточных плотностей между погружающимися литосферными плитами и астеносферой от постоянных значений в диапазоне 0,02—0,15 г/см<sup>3</sup> до слоисто-неоднородных распределений по латерали и глубине. Наилучшее совпадение остаточной ман-

тейной аномалии в переходной зоне Камчатка—Тихий океан с амплитудой до 200 мГл получено для модели литосферной плиты мощностью до 80 км, погружающейся под углом 46° до глубины 300 км с избыточной плотностью 0,05 г/см<sup>3</sup> до глубины 60 км и в интервале глубин 120—200 км. В интервалах от 60 до 120 км и от 200 до 300 км избыточная плотность литосферы равна 0,04 г/см<sup>3</sup>. В верхней части плиты имеется слой мощностью около 10 км с избыточной плотностью 0,08—0,1 г/см<sup>3</sup>. Введение этого слоя обусловлено особенностями распределения давления и температуры внутри погружающейся плиты, допускающими возможность на этих глубинах фазового перехода базальт—эклогит [15, 22]. Область мантии континентального блока над погружающейся плитой на глубинах до 80 км разуплотнена на 0,05 г/см<sup>3</sup> и на глубинах до 300 км — на 0,01 г/см<sup>3</sup>, вероятно, за счет дополнительного разогрева вследствие вязкого трения погружающейся литосферной плиты (рис. 2). Детальный анализ уточненных сейсмических данных по Японскому и Охотскому морям, Японскому и Курило-Камчатскому желобам показал, что для всех возможных вариантов распределения плотностей в коре сохраняется положительная остаточная мантийная аномалия с амплитудой не менее 50 мГл над островной дугой, желобом и примыкающей частью океана (рис. 3). При расчете гравитационного эффекта погружающейся литосферной плиты нами была учтена возможность перехода на глубинах 30—40 км базальтов коры в эклогиты. Изменение плотности с глубиной в литосферной плите оценено по характеру распределения температуры в погружающейся со скоростью 8 см/год и толщиной около 80 км плите и кривым фазовых переходов для систем базальт—эклогит и перидотитовой модели верхней мантии [21, 22]. Более пониженные, по сравнению с окружающей астеносферой, температуры в погружающейся плите (почти на 400°C) приводят к тому, что переходы от плагиоклазового перидотита к более плотным модификациям гранатового перидотита в погружающейся плите происходят на меньших глубинах, чем в астеносфере. Положительный гравитационный эффект плиты над Охотским морем компенсируется отрицательным эффектом разогретой мантии. Уменьшение аномалий примерно на 100 мГл над вулканической грядой Курильских островов наиболее удовлетворительно объясняется меньшей плотностью коры и мантии в зоне вулканической активности. Для удовлетворительного согласования наблюдаемых и модельных аномалий силы тяжести в переходной зоне моря Фиджи—островная дуга Тонга—Кермадек—Тихий океан необходимо предполо-

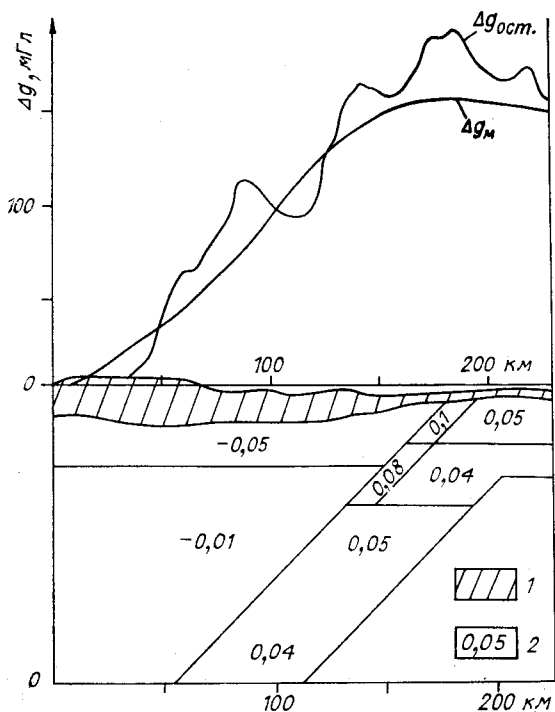


Рис. 2. Сводный разрез земной коры и литосферы переходной зоны Камчатка—Тихий океан. 1 — земная кора; 2 — аномальная плотность в г/см<sup>3</sup>;  $\Delta g_{ост}$  — остаточная аномалия, полученная из наблюдаемой аномалии Буге после исключения гравитационного эффекта земной коры;  $\Delta g_м$  — кривая гравитационного эффекта для плотностной модели литосферы и верхней мантии.

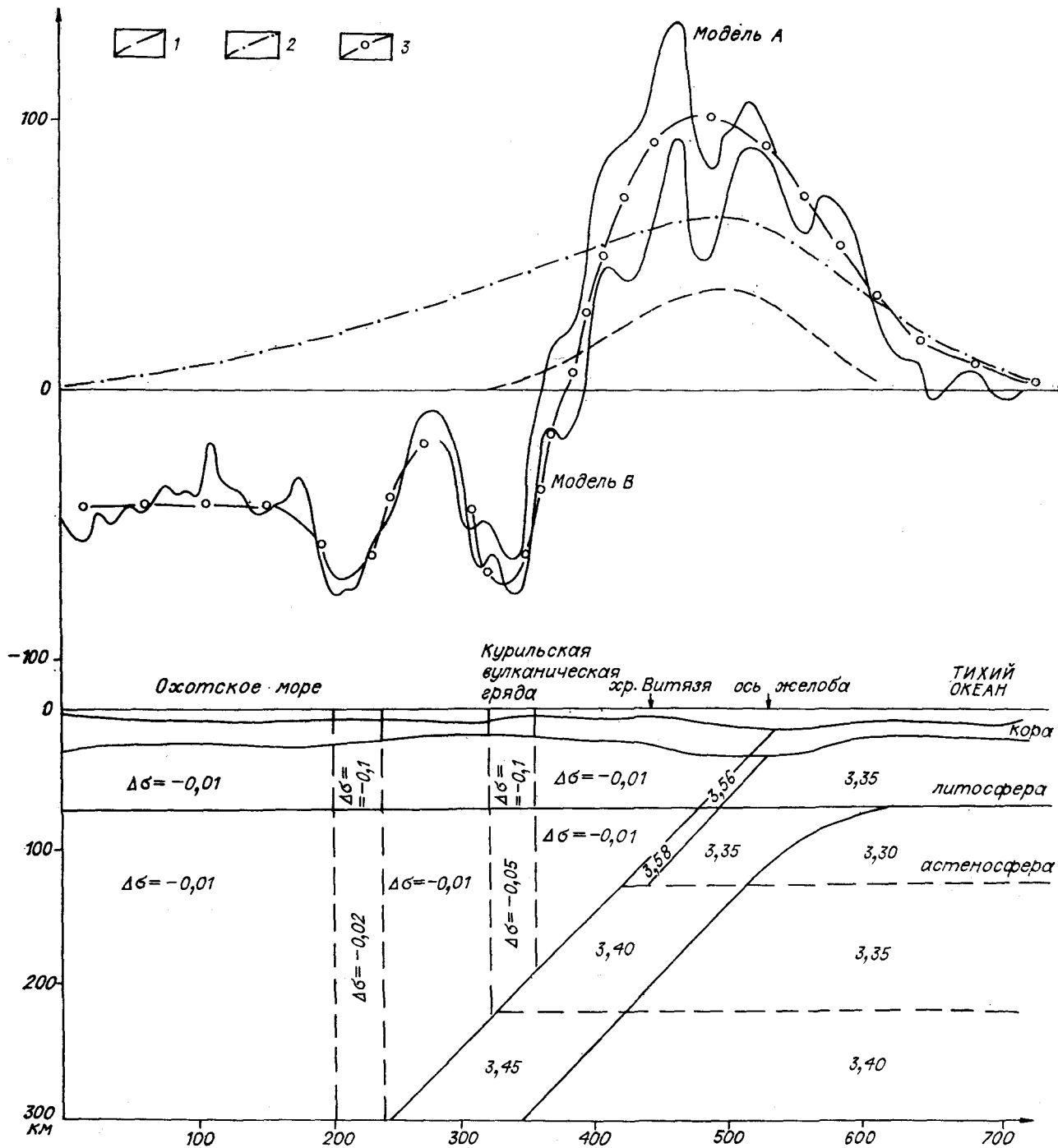


Рис. 3. Сводный разрез земной коры и литосферы переходной зоны Охотское море — Курильская гряда — Тихий океан.

Кривые «модель А» и «модель В» — остаточные мантийные аномалии после исключения из наблюдаемой аномалии силы тяжести влияния изменения мощностей слоев земной коры, полученной по сейсмическим данным (по М. Г. Когану, 1979). 1 — гравитационный эффект эндолитового слоя литосферы  $\Delta\sigma = 0,22$  г/см<sup>3</sup>; 2 — гравитационный эффект попружающейся плиты литосферы  $\Delta\sigma = +0,05$  г/см<sup>3</sup>; 3 — суммарный гравитационный эффект плотностных неоднородностей литосферы и верхней мантии.

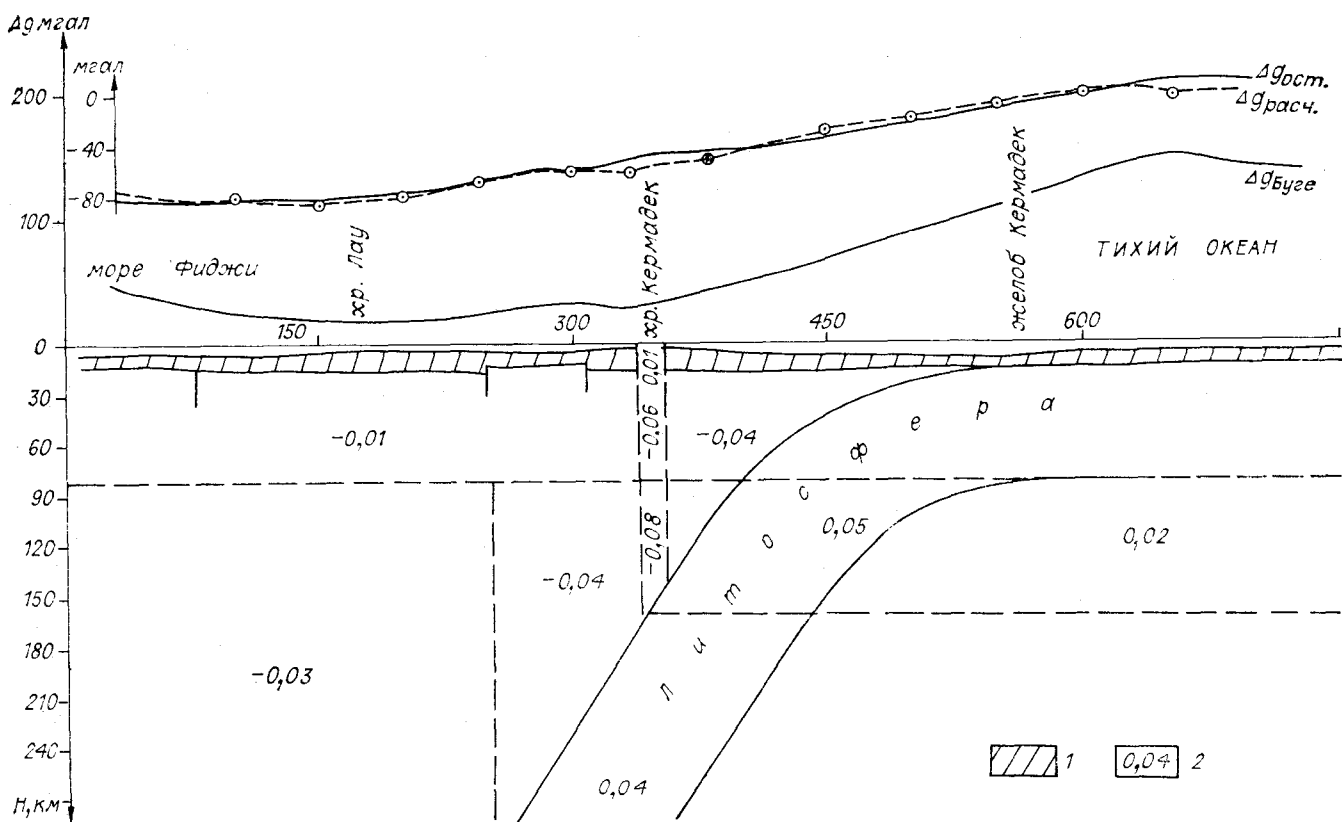


Рис. 4. Сводный разрез земной коры и литосферы переходной зоны море Фиджи — Тихий океан.  
1 — земная кора, 2 — аномальная плотность в г/см<sup>3</sup>.

жить меньшую мощность астеносферного слоя под западной частью Тихого океана по сравнению с астеносферным слоем под морем Фиджи. Положительный гравитационный эффект погружающейся литосферной плиты над морем Фиджи компенсируется отрицательным эффектом разогретой астеносферы, более мощной и менее плотной, чем астеносферный слой западной части Тихого океана. Максимальное разуплотнение до 0,08 г/см<sup>3</sup> выявляется в сравнительно узком канале верхней мантии и коры под вулканической грядой Кермадек (рис. 4).

Несмотря на схематичность и неоднозначность плотностных моделей литосферы и астеносферы, построенных по гравиметрическим

данным, эти схемы позволяют в первом приближении оценить вклад в наблюдаемые аномалии силы тяжести плотностных неоднородностей коры и литосферы и выявлять области, отличающиеся глубинным строением литосферы и астеносферы и историей геологического развития. Необходимо расширение комплексных геолого-геофизических исследований по геотраверсам, пересекающим различные геоморфологические провинции океанов с целью установления закономерностей изменения мощности и физических свойств коры, литосферы, астеносферы и связи поверхностных геологических структур с изменением глубинного строения океанов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.
2. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966.
3. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов островных дуг и окраинных морей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2.
4. Булин Н. К. К обоснованию новой сейсмической модели земной коры океанов.— В кн.: Глубинное

- строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток, 1980.
5. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980.
6. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах.— В кн.: Морские гравим. иссл. Вып. 9. М.: Изд-во МГУ, 1978.
7. Гайнанов А. Г. Глубинное строение литосферы океанов по геофизическим данным.— Вест. МГУ. Сер. геол., 1978, № 4.

8. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования строения земной коры в Тихом океане.— В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974.
9. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Аномалии силы тяжести океанов.— В кн.: Геофизика океана. Т. I. М.: Наука, 1979.
10. Гайнанов А. Г., Красный Л. И. и др. Объяснительная записка к гравиметрической карте Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
11. Гайнанов А. Г., Городницкий А. М. и др. Геофизические поля и глубинное строение земной коры Тихого океана.— В кн.: Геофиз. иссл. земной коры. XXV сессия МГК. М.: Недра, 1976.
12. Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федынский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана.— Вест. МГУ. Сер. геол., 1974, № 5.
13. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
14. Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н. и др. Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану.— В кн.: Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. М.: Наука, 1972.
15. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977.
16. Городницкий А. М., Сорочин О. Г. Карта мощности океанических литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: 1977.
17. Городницкий А. М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным.— Изв. вузов. Геол. и развед., 1979, № 7.
18. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979.
19. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975.
20. Коган М. Г. Детальные исследования в некоторых сейсмоактивных районах.— В кн.: Геофизика и океан. Т. 1. М.: Наука, 1979.
21. Ле Пишон К., Франшио Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., 1977.
22. Рингвуд А. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981.
23. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М., 1979.
24. Строев П. А., Максимова Т. Г. Гравитационное поле Япономорской переходной зоны. М.: Изд-во МГУ, 1980.
25. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
26. Dehlinger P. Marine gravity. Amsterdam — Oxford — New-York, 1978.
27. Grow J. A. Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc.— Bull. Geol. Soc. of Am., 1973, v. 84.
28. Grow J. A., Bowin C. O. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere.— J. Geoph. Res., 1975, v. 80, N 11.
29. Leeds A. R., Knopoff L., Kausel E. G. Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean.— Science, 1974, v. 86, N 4159.
30. Sibuet-J. C., Le Pichon X., Coslin I. Thickness of lithosphere deduced from gravity edge effects across the Mendocino fault.— Nature, 1974, v. 252, N 5485.
31. Talwani M. Gravity. The Sea, 1970, v. 4.
32. Tomoda Y., Segawa T., Tokukuro A. Free air gravity anomalies at sea around Japan measured by Tokyo surface ship gravity meter (1961—1969).— Proc. Japan Academy, 1970, v. 46, N 9.
33. Vening Minesz F. A. Gravity expeditions at the Sea 1923—1938.— Delft, 1948, v. 4.
34. Watts A. B. Gravity and bathymetry in the central Pacific Ocean.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 10.
35. Woollard G. P., Strange W. G. Gravity anomalies and the crust of the Earth in the Pacific Basin.— Geophys. Monogr., Washington, 1962, N 6.
36. Worzel I. L. Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959. New-York, London, Sydney, 1965.
37. Yoshii T. Upper mantle structure beneath the North Pacific and the marginal seas.— J. Phys. Earth, 1973, v. 21.
38. Yoshii T. Features of the upper mantle around Japan as inferred from gravity anomalies.— J. Phys. Earth, 1972, v. 20.

МГУ  
Москва

Поступила в редакцию  
4 февраля 1982 г.



*Н. П. Васильковский*

## ЭВСТАТИКА И НЕТЕКТОНОГЕННЫЕ НЕСОГЛАСИЯ

Автор возвращается к выдвинутому им ранее утверждению о возникновении наряду с тектоногенными и нетектоногенными несогласиями, обусловленных эвстатическими колебаниями. Обосновывается вероятная связь этих колебаний (следовательно, и связанных с ними несогласий) не с тектоно-орогеническими фазами, а с резкими климатическими переменами, приво-

В настоящее время имеются достаточные основания считать, что с тектоно-орогеническими фазами часто ошибочно связывают такие перерывы и несогласия, непосредственной причиной возникновения которых являлись не тектонические, а экзогенные процессы. Известным примером этому являются несогласия, установленные в кайнозойских континентальных отложениях Тянь-Шаня. По С. С. Шульцу, они возникали в ходе конседиментационного складкообразования и проявлялись тогда, когда аккумуляция осадков прерывалась эрозией, а затем вновь возобновлялась. Он считает [30, с. 192], что для объяснения здесь «смены денудации аккумуляцией нет даже необходимости предполагать, что сминаемый участок вместо дальнейшего общего поднятия стал опускаться...» «мы знаем, что режим экзогенных процессов зависит от целого ряда причин помимо тектонических, хотя бы от изменений климата». Вопреки геологам, выделявшим в обрамлении Ферганской котловины ряд фаз альпийской складчатости, С. С. Шульдц пришел к выводу о нетектоногенной природе несогласий и асинхронности их возникновения в разных частях Тянь-Шаня в ходе непрерывавшегося в течение кайнозоя складкообразования. Асинхронность вызвана разнородностью местных факторов, затушевавших климатический.

Развивая этот вывод С. С. Шульца, мы утверждаем, что нетектоногенные несогласия возникали не только в континентальных, но и в морских отложениях. Непосредственной причиной этому служили колебания уровня моря, совершавшиеся быстро по сравнению с относительно медленным и равномерным ходом протекавших на его дне процессов конседиментационного складкообразования и поднятия [5].

дившими к наступлению ледниковых эпох. Именно в эти эпохи должны были возникать общепланетарные «сгущения» нетектоногенных несогласий, принимаемых за тектоногенные. Это может вызвать сомнение в достоверности выделения ряда глобальных тектоно-орогенических фаз.

Возникающее при этом угловое несогласие должно фиксировать и датировать не тектоническую фазу, а эвстатическое колебание. Такие колебания совершались одновременно на всем пространстве океанической гидросферы или на очень значительной ее части. Поэтому обусловленные ими несогласия должны были возникать также более или менее одновременно на близких и весьма удаленных друг от друга тех участках, где при понижении уровня воды гребни развивавшихся складчатых структур попадали в зону разрушающего гидродинамического воздействия (подводного размыва) или оказывались над поверхностью воды и подвергались наземной эрозии, а затем при повышении уровня моря столь же одновременно начинали перекрываться осадками (рис. 1).

Подобный механизм совершался в условиях тектонического расчленения дна как при образовании островов, так и на различных глубинах океанов и морей, на которых с помощью глубоководного бурения и сейсмоакустического профилирования стали обнаруживать неоспоримые признаки вызванных подводной эрозией перерывов в морской седиментации, иногда и угловых несогласий. Этот механизм проявлялся также в области шельфа и прилегающего побережья, служившей ареной чередования обусловленных эвстатическими причинами трансгрессий и регрессий [17, 35, 38, 39].

Но колебания уровня океана и связанные с ними трансгрессии и регрессии — это не что иное, как вертикальные перемещения общего для всей суши базиса денудации. Поэтому вызванные ими смены явлений размыва процессами аккумуляции осадков должны неуклонно распространяться на суше на все области внешнего стока, включая и районы, подвер-

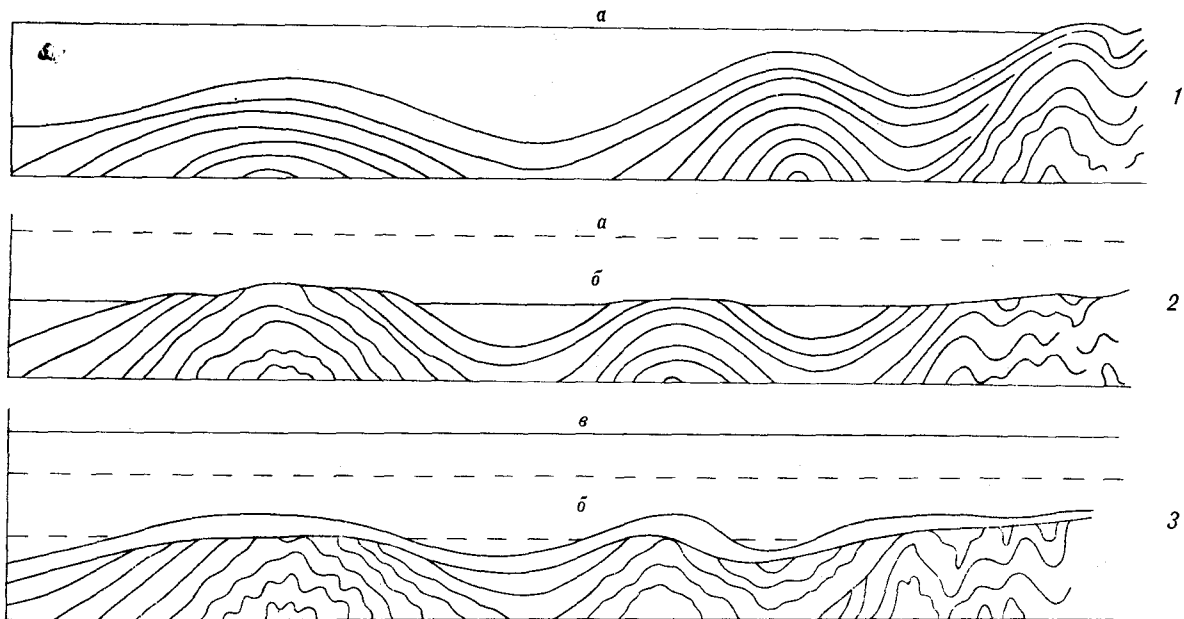


Рис. 1. Схема возникновения несогласий при колебаниях уровня моря.

На профилях показаны донные осадки, подвергающиеся конседиментационной складчатости. При понижении уровня моря от положения *a* (профиль 1) до положения *б* (профиль 2) непрерывно развивающиеся складки образуют участки суши, где частично или полностью срезаются денудацией и абразией. При последующем повышении уровня моря до положения *в* (профиль 3) в условиях продолжающегося складкообразования на срезаемые размытом складки ложатся новые слои осадков, также деформируемые пологими изгибами. Изохронное несогласие возникает также в области шельфа и на суше.

гавшиеся складкообразованию. В зависимости от размаха колебаний, длительности разделяющих их интервалов, времени и напряженности тектонического режима в одних случаях формировались эрозионно-аккумулятивные речные террасы, в других — создавались поверхности площадного выравнивания, в том числе ставшие поверхностями региональных перерывов и несогласий.

Таким образом, колебания уровня океана способны приводить к относительно синхронному возникновению в самых различных районах акваторий и суши как локальных, так и региональных перерывов и несогласий. Нетрудно видеть, что глобальные следствия этого процесса не должны сильно отличаться от следствий проявления глобальных фаз тектоно-орогенических эпох, предполагаемых, в частности, на основании приуроченности «сгущений» несогласий к ряду интервалов международной стратиграфической шкалы.

Нужно иметь в виду, что не все виды перемещений уровня океана могут обусловить возникновение перерывов в морской седиментации, тем более угловых несогласий. Важно, чтобы такие перемещения прежде всего обладали переменным — колебательным — характером. Следы их наиболее отчетливы и давно привлекали к себе внимание. Э. Зюсс назвал их эвстатическими колебаниями, причем еще полвека назад на состоявшемся в Париже Международном геологическом конгрессе

Дж. Джонсон [34], развивая представления Зюсса об эвстатике, предлагал различать: 1) эвстатические колебания, связанные с переменными климатическими факторами и вызванными ими изменениями общего объема океанических вод; 2) влияние на уровень океана равномерных эпейрогенических движений земной коры, совершавшихся однозначно на очень больших пространствах; 3) влияние дифференциальных, в том числе складчатых движений коры; 4) зависимость стояния уровня океана от сочетаний этих трех причин.

Следовательно, уже с начала 30-х годов климатические перемены, наряду с тектоническими, рассматривались как главная причина эвстатических колебаний, среди которых можно различать климатогенные (в том числе гляциоэвстатические) и тектоногенные. В течение последующих десятилетий придавалось значение и многим другим реальным и возможным факторам, оказывавшим главным образом длительное однонаправленное влияние на уровень океана. Имеются в виду увеличение объема океанических вод благодаря поступлению ювенильных растворов, формирование океанической коры процессами вулканизма и седиментации, постепенное гравитационное сжатие Земли (или ее расширение), прогибания и поднятия дна океанических впадин, образование срединных океанических хребтов и др. [3, 4, 6, 8, 13, 15]. Несмотря на большой размах связанных с этими факторами повышений и по-

нижений уровня океана, они, как правило, не вызывали его резких колебаний и не вели к появлению несогласий.

Попытаемся разобраться, какие из эвстатических колебаний — тектоногенные (тектоноэвстазия) или климатогенные и в том числе гляциогенные (климатоэвстазия, гляциоэвстазия) — в большей мере способствовали их возникновению. При этом, конечно, будем иметь в виду широкое распространение и собственно тектоногенных несогласий и перерывов, возникших независимо от эвстазии и непосредственно датирующих время проявления локальных и региональных фаз складчатости и вертикальных движений.

В ходе разных тектонических процессов, будь то эпейрогенез, складчатые, разрывные и даже крупные преимущественно горизонтальные перемещения, проявлялась вертикальная их составляющая, выражавшаяся, как правило, чередованием восходящих и нисходящих движений. Поэтому, если тектоническим деформациям подвергалось океаническое (морское) дно, то их переменное влияние на уровень океана, безусловно, имело место. Однако эффект этого влияния зависел от того, насколько резко и насколько синхронно происходила смена восходящих и нисходящих тектонических движений в самых различных участках дна.

Синхронные проявления эпейрогенических поднятий или опусканий крупных участков коры могли бы приводить к тектоноэвстатическим колебаниям. Но, как известно, современные восходящие и нисходящие эпейрогенические движения совершаются в разных блоках коры сопряженно и одновременно. На этом основании приходится считать, что эти движения того или иного знака и в геологическом прошлом были асинхронными, что приводило к значительному взаимопогашению их влияния на уровень океана, испытывавший колебания лишь небольшой амплитуды, хотя продолжительные эпейрогенические движения служили непосредственной причиной крупных трансгрессий, регрессий и перерывов в седиментации.

Очевидно, оптимальные условия для возбуждения тектоноэвстатических колебаний наибольшей амплитуды могли бы обеспечиваться чередованием глобальных тектоно-орогенических эпох и их фаз, если таковые действительно имели место. Имеется в виду господствующая донныне идея полициклического зарождения и разрастания в пределах океанов геосинклинальных складчатых поясов. В силу сокращения при этом емкости Мирового океана происходило вытеснение океанической воды. Согласно ориентировочным расчетам, это могло повысить ее уровень в течение палеозоя, мезозоя

и кайнозоя соответственно на 550, 320 и 280 м [4]. По-видимому, это максимальные оценки для эр. При циклическом ходе складкообразования на каждую из двух десятков ныне выделяемых для фанерозоя глобальных тектоно-орогенических фаз могли приходиться повышения уровня воды на первые десятки и не более чем на 50 м.

Однако для возникновения крупных перерывов и несогласий нужно, чтобы повышения уровня воды чередовались с понижениями такой же или близкой амплитуды, что могло обеспечиваться только более или менее строго синхронным чередованием поднятий над водой и погружений под воду всех формировавшихся в самых разных районах складчатых структур. Но столь жесткие условия невероятны, во-первых, потому, что глобальные фазы тектогенеза по общему признанию геологов были скользящими во времени и проявлялись в разных районах с относительным опережением или запаздыванием на целые геологические века (до 5—10 млн. лет), частично перекрывая друг друга, а, во-вторых, в силу того, что на разных стадиях развития складчатых поясов происходили дифференциальные движения, проявлявшиеся как устойчивыми поднятиями геоантиклинальных складчатых структур, так и сопровождавшими их погружениями смежных с ними прогибов. Все это, как и при эпейрогенезе, вело к взаимному погашению влияний дифференциальных движений на уровень океана, который на фоне общих плавных подъемов и понижений испытывал множество колебаний малой амплитуды.

Считают, что колебания уровня океана обусловливались и формированием срединных океанических хребтов, причем, согласно А. Райсу и Р. Фейербриджу [36], трансгрессии соответствовали быстрому разогреванию хребтов магматогенным теплом и их расширению, а регрессии — медленному охлаждению и сжатию. По М. Куперу [31], эвстатические колебания, совершавшиеся в мезозое и кайнозое, в значительной мере были обязаны этому переменному фактору, хотя простые расчеты указывают на небольшую его роль. При суммарном объеме всех срединных океанических хребтов, поднятий и валов около  $1,6 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup> [13] тепловое их расширение и сжатие до 10% вызовет эвстатические колебания амплитудой не более 30 м, но и то только при совершенно невероятном синхронном температурном режиме всех хребтов (общей протяженностью на многие десятки тысяч километров) и всех их структурных звеньев.

Из всего сказанного следует наиболее вероятный вывод о том, что тектонические перемены даже при глобально-циклическом их характере способны были вызывать колебания

уровня океана лишь небольшой амплитуды, вряд ли достигавшей за каждую из тектоно-орогенических фаз двух-трех десятков метров, скорее всего намного меньше. Но и сама глобальная цикличность тектогенеза является лишь гипотезой. Знаменательно, что поток данных приводит к выделению все большего числа тектоно-орогенических эпох и фаз, увеличению их продолжительности и сокращению интервалов между ними. Сейчас все больше геологов, следуя В. И. Попову [18], Н. С. Шатскому [28], Дж. Гиллули [33], приходят к признанию непрерывности и в то же время дискретности общего хода тектогенеза, импульсы (фазы) которого, так же как интервалы относительного тектонического покоя, не в одних, так в других местах проявлялись на любых геохронологических уровнях. Непрерывно-прерывистый тектогенез должен был тем более оказывать дезинтегрированное влияние на поверхность океана, вызывая ее еще более частые и еще меньшей амплитуды колебания.

Климатический фактор был более действенным. Отражая динамику переменного состояния ледяных покровов, в меньшей мере горных ледников, мертвого льда, вечной мерзлоты, паковых льдов, степени аридности или гумидности климата, гляциоэвстатические колебания совершались быстро и, несомненно, обладали большей амплитудой и более или менее регулярной повторяемостью. Это именно те особенности, которые в большей степени, чем тектоногенные колебания уровня океана, способствовали появлению перерывов в седиментации, а в зонах дифференциальной тектонической подвижности и синхронному возникновению локальных и региональных несогласий как в близких, так и в самих удаленных друг от друга районах. Очевидно, именно климатогенные (главным образом гляциогенные) несогласия должны иметь очень широкое распространение в виде «сгущений», приуроченных к определенным стратиграфическим интервалам, соответствующим эпохам крупных многостадийных оледенений.

Продолжающееся ныне позднекайнозойское великое оледенение началось в позднем миоцене приблизительно 10 млн. лет назад (по некоторым данным несколько раньше), причем в течение около 2 млн. лет плейстоцена было не менее десятка сравнительно коротких (первые десятки тысяч лет) стадий оледенения с понижениями уровня океана, разделенных более продолжительными межстадиями или межледниковьями, к которым приурочивались высокие его стояния. О быстроте колебаний можно судить на примере наиболее изученных стадий вюрмской (по альпийской шкале) ледниковой эпохи. Особенно стремительным был подъем уровня океана по мень-

шей мере на 85—100 м, начавшийся 18 тыс. лет назад вслед за последней стадией оледенения; он достиг своего максимума в атлантический климатический оптимум 5—6 тыс. лет назад [32], т. е. обладал средней скоростью до 70—80 см/100 лет. Это почти в 150 раз больше допускаемой нами скорости тектоногенных эвстатических колебаний, не превышавшей 0,5 см/100 лет (при длительности тектонических фаз обычно более 1 млн. лет и амплитуде вызванных ими поднятий уровня океана не более 50 м). По Н. И. Николаеву [15], максимальная амплитуда гляциоэвстатических колебаний, происходивших в плейстоцене, оценивается различными учеными от 85 до 160 м (с учетом гидроизостазии до 120 м) и даже до 200 м.

Докайнозойские великие оледенения были также многостадийными, причем во время позднепалеозойского Гондванского оледенения «количество воды в океанах, как предполагают, не достигало 4/5 современного ее объема...», что «объясняется тем, что большое количество вод в то время входило в состав ледяных покровов, а также тем, что с тех пор в океан было внесено дополнительно еще большое количество ювенильных вод» [27]. В течение последних 300 млн. лет их приток способен был повысить уровень океана на 300 м, но еще большее повышение до 1500 м могло быть обязано происходившим на его дне процессам вулканизма, седиментации, тектогенеза и др. [4]. Учитывая влияние всех подобных факторов и приняв среднюю глубину впадин Мирового океана 4,5 км, можно предполагать, что амплитуда гляциоэвстатических колебаний в гондванскую ледниковую эру достигала  $1/5 (4500 - 300 - 1500) = 540$  м, хотя скорее она была несколько меньшей, так как приведенная Фоксом величина «4/5 ее объема» явно преуменьшена.

Известны следы умеренных покровных оледенений, происходивших в позднем триасе, девоне, позднем ордовике — раннем силуре. Но не менее значительные гляциоэвстатические колебания, чем гондванские, вероятно были связаны с еще более ранними — великими оледенениями раннепротерозойскими, позднерифейским и вендским, проявившимися 2500—2300, 2200—200, 870—740, 690—620 млн. лет назад [7, 10, 11, 14, 19, 24, 29].

В мезозое и далее до среднего миоцена почти всюду господствовал теплый климат, нарушаемый короткими эпизодами похолоданий, может быть и местных (горных) оледенений (непродолжительное покровное оледенение было только в позднем триасе). Такие эпизоды, установленные, например, для раннего триаса, поздней юры, апт — альба, маастрихта, вероятно, очень многочисленны. Связанные

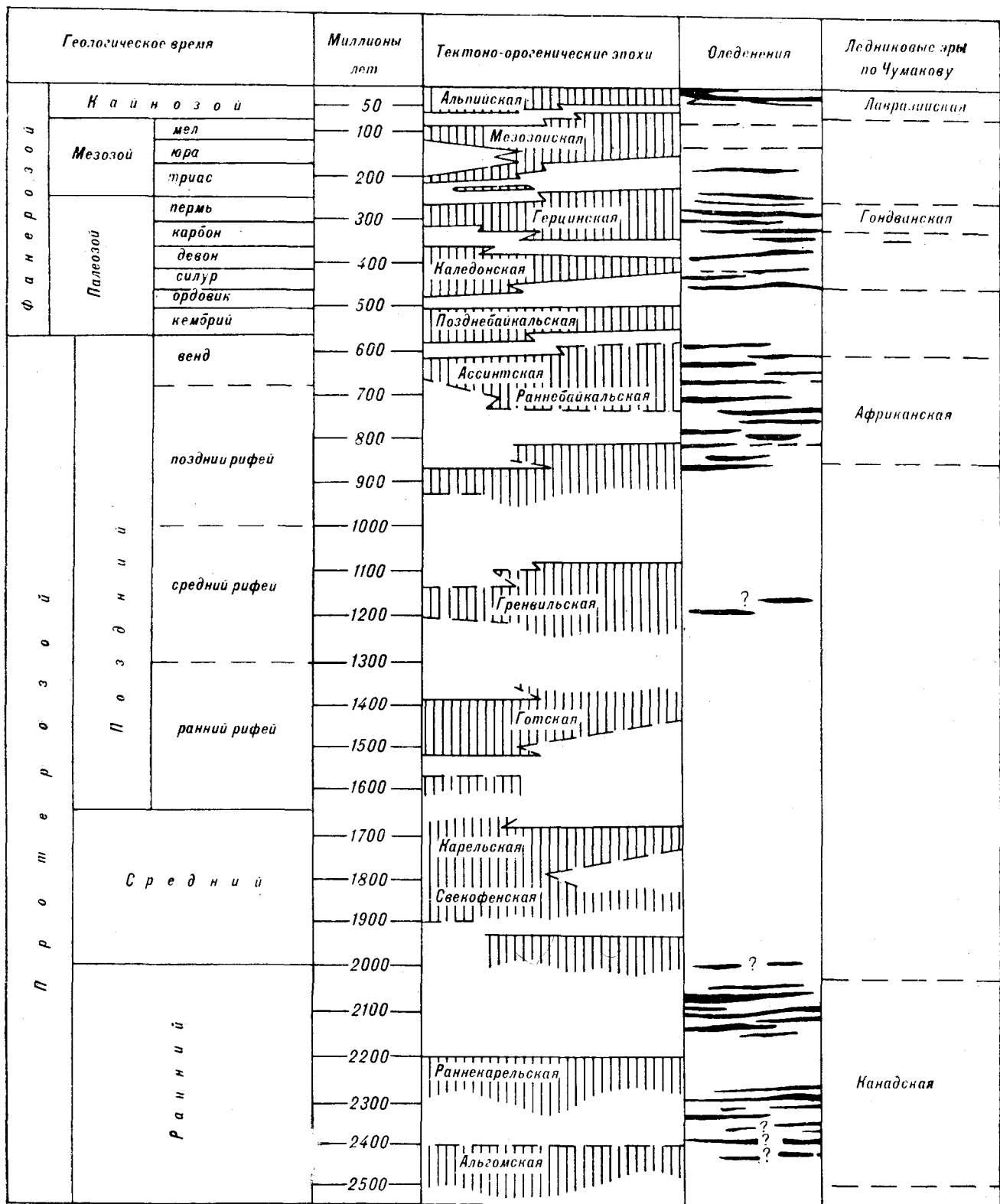


Рис. 2. Приблизительное распределение во времени ледниковых и тектоно-орогенетических эпох по данным разных авторов [7, 9, 10, 14, 19—21, 29 и др.].

с ними малоамплитудные климатогенные эвстатические колебания, несомненно, чередовались с тектоногенными, вместе с которыми они определили общий фон эвстазии, которому главным образом и обязано размещение в разрезах осадочных толщ многочисленных перерывов и смен друг другом различных по своим литолого-фаціальным особенностям горизонтов [31]. На этом фоне выступают эпизоды, приведшие к возникновению собственно тектоногенных несогласий. Подобный фон малоамплитудной эвстазии, возможно, характеризовал крупные этапы геологической истории, разделявшие, по Н. М. Чумакову [29], выделяемые им ледниковые эры.

На прилагаемой схеме (рис. 2) видно приблизительное совпадение ледниковых эпох (и соответствующих им «сгущений» климатогенных эвстатических колебаний и несогласий) с некоторыми из выделяемых ныне глобальных тектоно-орогенических эпох и фаз. Такое совпадение могло бы служить основанием видеть в тектоно-орогенических процессах причину не только горных, но и покровных оледенений, вообще глобальных климатических перемен, следовательно, и вызванных ими эвстатических колебаний и несогласий. Это увязывалось бы со старой орографической гипотезой, отвергнутой Л. С. Бергом [1, 2], но возрождаемой в последнее время как с позиций классической тектоники [19], так и с неомобилистических позиций новой глобальной тектоники [14].

Но из содержания той же схемы (см. рис. 2) следует, что указанное соответствие далеко не совершенно, пожалуй даже кажущееся, так как большинству тектоно-орогенических эпох, а именно части раннекарельской, свекофенской, карельской, готской, гренавильской, позднебайкальской, мезозойской (тихоокеанской), не соответствуют какие-либо эпохи покровных оледенений, так же как и некоторые из последних не вполне увязываются с тектоно-орогеническими эпохами или фазами. Приходится в какой-то мере согласиться с Л. И. Салопом [20, 21], решительно отрицающим одновременность тектоноорогенических и климатических перемен, считая эти два процесса независимыми.

Климатические переменные еще со времен исследований М. Миланковича, А. Пенка, Э. Брюкнера пытались объяснить переменным режимом солнечной радиации, существенно не влиявшим на тектоническую жизнь Земли. С другой стороны, другие исследователи вслед за М. В. Стывасом [22, 23] предполагаемую периодичность тектогенеза увязывают с ротационным режимом самой Земли, причем, по А. В. Орловой [16], неравномерность ее вращения в сочетании с изменениями наклона оси вращения планеты могла приводить не

только к местным усилениям и ослаблениям тектонических процессов, но и к глобальным изменениям климата.

Интересны также гипотезы, рассматривающие в качестве первопричины периодичности тектонических и климатических процессов внешние космические факторы, а именно изменения положения солнечной системы (и Земли) в галактике, совершавшиеся в течение каждого галактического года, прохождение при этом ею через плоскость галактики, что обуславливало механические напряжения в планетах, или через относительно плотные и менее проницаемые для солнечной радиации скопления космической пыли — пылевые туманности, что знаменовало наступление космических зим и общих похолоданий на Земле [10, 11, 24—26, 37]. Эти гипотезы логично объясняют не вполне регулярную (не строго периодичную) повторяемость климатических перемен, оледенений, гляциоэвстатических колебаний, трансгрессий и регрессий, возникновение климатогенных несогласий и т. д. Но причинная связь с этими внешними космическими факторами по крайней мере крупных тектонических движений и предполагаемой их цикличности все же остается проблематичной. Впрочем, можно допустить некоторое регулирование влияния этих факторов на режим тектогенеза, хотя в силу неоднородности литосферы оно должно разрешаться не столько глобальной периодичностью, сколько местными и относительно разновременными возбуждениями тектонических импульсов.

Не вдаваясь в более глубокий разбор подобных гипотез, нужно признать, что и выдвигаемое в данной статье представление о большой роли климатогенной эвстазии и широком распространении связанных с ней нетектоногенных перерывов и несогласий тоже не выходит за рамки гипотезы. Но здесь важно еще раз подчеркнуть то обстоятельство, что сопоставление последовательности климатических перемен и оледенений с предполагаемой цикличностью тектогенеза однозначно указывает на отсутствие совпадений во времени великих оледенений с выделяемыми планетарными эпохами и фазами тектогенеза. Несовпадение может объясняться тем, что наиболее мощные тектонические процессы, обусловленные эндогенными причинами, вообще не обладали глобальной периодичностью. Если это так, то глобального масштаба «сгущения» несогласий могли быть вызваны главным образом климатическими переменами.

Вывод о такой возможности, бросающей тень на столь привычную для многих поколений геологов концепцию цикличности тектогенеза, пока не выходит за рамки предположения. Требуется разработка критериев, с по-

мощью которых можно было бы различать тектоногенные, климатогенные и другие виды эвстатических колебаний, связанных с ними перерывов, несогласий и литолого-фациальных особенностей отложений. Задача эта очень сложна, отчасти из-за взаимообусловленности причин и следствий эвстатики, которую можно усмотреть на примере влияний трансгрессий и регрессий на вызвавшие их же климатические факторы.

В заключении нужно отметить, что развернутое далеко не полное освещение некоторых сторон проблемы эвстатики и нетектоногенных несогласий преследует цель привлечения к ней возможно большего внимания советских

геологов. Разработка ее имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Именно поэтому в США (г. Хьюстон) над этой проблемой уже в течение ряда лет работает возглавляемая П. Вейлом специальная группа геологов, финансируемая нефтяными компаниями [35]. В СССР в ее разработке, в частности с привлечением методов палеотермометрии и изотопной геохронологии, также достигнуты большие успехи, но исследования пока рассредоточены в ряде научных и производственных организаций и нуждаются в координации, которую следует взять на себя Академии наук СССР и ее Дальневосточному научному центру.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Л. С. О предполагаемой связи между великими оледенениями и горообразованием.— Вопросы географии. М.: Географгиз, 1946.
2. Берг Л. С. Климат и жизнь. М.: ОГИЗ, 1947.
3. Васильковский Н. П. О геологической роли изменений уровня Мирового океана. М.: Госгеолтехиздат, 1960 (Тр. СНИИГГиМС, вып. 13).
4. Васильковский Н. П. О неустойчивости уровня Мирового океана в геологическом прошлом.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 6.
5. Васильковский Н. П. Глобальные несогласия и колебания уровня океана.— В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978.
6. Карасев М. С. О возможных причинах колебаний уровня Мирового океана. Владивосток, 1968.
7. Келлер Б. М. Великие оледенения в истории Земли.— Сов. геол., 1972, № 9.
8. Леонтьев О. К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое — кайнозое.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 2.
9. Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли.— Сов. геол., 1957, № 59.
10. Лунгерсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
11. Малиновский Ю. М. Трансгрессии и климат.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
12. Малиновский Ю. М. О вероятной зависимости геологических процессов от времен галактического года. Л.: Изд-во Географ. о-ва СССР, 1965.
13. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
14. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: Гидрометиздат, 1979.
15. Николаев Н. И. Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники.— Вест. МГУ. Геология, 1972, № 1.
16. Орлова А. В. Изменения климата Земли как показатель неравномерной скорости ее вращения.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
17. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1979.
18. Попов В. И. О непрерывности тектонических движений. Ташкент: Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.
19. Раабен М. Е. Оледенения в истории Земли.— Природа, 1976, № 4.
20. Салоп Л. И. Докембрийские тиллиты и великие оледенения.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, № 6.
21. Салоп Л. И. О связи оледенений и этапов быстрых изменений органического мира с космическими явлениями.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 1.
22. Стопас М. В. Неравномерность вращения Земли как геотектонический фактор.— Изв. Всесоюз. географ. об-ва, 1959, т. 91, № 4.
23. Стопас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
24. Тамразян Г. П. Геологические революции и космическая жизнь Земли.— ДАН АзССР, 1954, № 6.
25. Тамразян Г. П. О периодических изменениях климата и некоторых вопросах палеогеографии.— Сов. геол., 1959, № 7.
26. Тамразян Г. П. Цикличность — отражение развития Земли.— Природа, 1964, № 1.
27. Фокс Ц. С. Климаты Гондванского материка в течение гондванской эры в Индийской области. М., 1940. (Тр. VII сессии МГК).
28. Шарский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1.
29. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблема докембрийских оледенений), 1978. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 308).
30. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948.
31. Cooper M. R. Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. Palaeont., Palaeoclimat. Palaeoecology (Amsterdam, Elsevier), 1977, 22.
32. Clark J. A., Lingle C. S. Predicted Relative Sea-Level changes (18000 years B. P. Present) caused by Late — glacial Retreat of the Antarctic Ice Sheet.— Quaternary Research, 1979, N 11.
33. Gulluly J. The distribution of mountain building in geologic time.— Geol. Soc. Bull., 1949, 60.
34. Johnson J. The correlation of ancient marine leveles. Compt. Rend. Congr. intern. de Geographic. Paris, 1931.
35. Kerr R. A. Changing global Sea Levels as a Geologic Index.— Science, 1980, v. 209, 25.
36. Rice A., Fairbridge R. W. Ternal runaway in the mantle and neotectonics.— Tectonophysics, 1975.
37. Steiner J. The sequence of geological events and the Dynamics of the Milky Way galaxy.— J. Geol. Soc. Austr., 1967, 14.
38. Vail P. R., Hardenbol J. Sea-Level changes during the Tertiary.— Oceanus, 1979, 22, 71.
39. Vail P. R. e. a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level.— In: Seismic stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration.— Amer. Assoc. Petrol. geologists, 1979, Memoir 26.

Н. А. Шило

## ТИТАНОНОСНЫЕ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В статье рассматриваются коренные источники титаносодержащих минералов в россыпях. Показаны геохимические особенности титана, определяются его связи с сериями пород разной основности. На основании анализа фактических данных по титаносодержанию отдельных регионов Америки, Африки, Европы и Азии показана преимущественная связь наиболее важных

в промышленном отношении титаносодержащих минералов с габброидными интрузиями. Впервые в отечественной литературе дана классификация коренных источников титаносодержащих минералов в россыпях. Подчеркивается важная роль титана в развитии научно-технического прогресса.

### 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В настоящее время россыпи титаносодержащих минералов являются основным источником получения титана, значение которого определяется стремительным ростом его потребления, поскольку он относится к элементам, играющим исключительную роль в темпах и характере современного научно-технического прогресса. С тех пор, как титан стал широко использоваться в различных отраслях промышленности, спрос на него на международном рынке, вероятно, никогда не удовлетворялся\*, несмотря на фантастический рост мирового производства этого металла: в 1948 г. в мире было получено около 5 т титана, в последующие семь лет его производство выросло до 2,5 тыс. т в год, к концу пятидесятых годов получено более 20 тыс. т, а в 1975 г. — 50 тыс. т; в начале же восьмидесятых годов, даже по неполным данным, производство титана, видимо, возрастет в такой мере, что превысит эту цифру более чем в 4 раза.

Достаточно заметить, что только среди конструкционных материалов титан занимает сейчас четвертое место после железа, алюминия и магния. По-видимому, в связи с этим, а также учитывая рыночный дефицит титана, межведомственная венгерская комиссия по редким элементам, например, отнесла его вместе с другими металлами высокой температуры плавления (ванадий, молибден, рений, цирконий, гафний, ниобий, тантал и т. д.) к редким, хо-

тя распространенность титана в земной коре (кларк 0,57) значительно превышает предел кларка (0,02), ниже которого с общепринятых позиций элементы относятся к группе редких.

Миграционная способность и гипергенная устойчивость титаносодержащих россыпееобразующих минералов [12, с. 12—20] близки к аналогичным свойствам касситерита, но не могут быть полностью отождествлены с ними из-за более низкой плотности (4—5 против 7 у касситерита). Это определяет и более высокую константу гипергенной устойчивости касситерита, равную 1,65, тогда как для типичных россыпееобразующих минералов титана (ильменит — рутил — брукит — анатаз) она колеблется от 1,41 до 1,33. Однако главное различие между касситеритом и титаносодержащими минералами состоит в существенной разнородности их коренных источников, что связано с химическими свойствами, формирующими геохимическое поведение этих элементов в земной коре.

Титан вместе с оловом находится в IV группе периодической системы Менделеева, но в отличие от него является легким, тугоплавким и устойчивым к коррозионным процессам металлом. Пять его стабильных изотопов с массовыми числами от 46 до 50 дают среднее 47,45. Титан принадлежит к подгруппе *d*-элементов и занимает место в четвертом периоде, тогда как олово относится к подгруппе *p*-элементов пятого периода. Этим обусловлены те специфические химические и, следовательно, геохимические свойства титана, которые отличают его от олова. Я бы даже сказал, что разница между ними более существенна, чем между касситеритом и имеющими наибольшее

\* США в октябре 1981 г. объявили о продаже 1995 т дефицитного серебра, чтобы на вырученные деньги закупить титан и кобальт.



распространение и промышленное значение природными титансодержащими минералами. Свои геохимические черты титан проявляет в иной, чем олово, геологической ситуации, поэтому его коренные источники занимают и другую структурную позицию в земной коре, что приводит к формированию типов россыпей, менее характерных для касситерита.

Сложная геохимия титана обусловлена его местом в периодической системе Менделеева, которое, играя матричную роль, определяет его силовые характеристики, сложно связанные с аналогичными параметрами соседних элементов и функционально от них зависящие. К этим характеристикам относятся размер атомов и ионов, расплывчатость (рыхлость) внешних квантовых границ атомов, закономерности изменений орбитальных радиусов, а также потенциал ионизации и сродство атома к электрону. По нарастающему потенциалу ионизации титан стоит за скандием и калием, обладая почти полуротным по отношению к калию значением первого потенциала ионизации; электросродство является минимальным, уступая в этом отношении лишь подобному показателю калия. Для титана характерны  $\alpha$ -модификация, существующая в гексагональной плотно упакованной решетке при температуре ниже  $882,5^\circ\text{C}$ , и  $\beta$ -модификация с кубической объемноцентрированной решеткой, которая сменяет  $\alpha$ -модификацию выше  $882,5^\circ\text{C}$ . Титан, так же как ниобий, и хром, часто совместно присутствующие в рудных месторождениях, являющихся коренными источниками россыпей главных минералов титана, дает полновалентные катионы, хотя такая его особенность распространяется не только на типичные россыпеобразующие рудные формации. Как известно, эти элементы дают комплексные анионы типа  $\text{Ti}_3^{2-}$ ,  $\text{NbO}_3$ ,  $\text{CrO}_4^{2-}$ . Среди  $d$ -элементов титан относится к полновалентным катионам и проявляет амфотерные свойства ( $\text{Ti}^{4+}$ ). Вероятно, по этой причине, как отмечает А. А. Годовиков [3], титан вместе с ниобием (лопарит, приорит и др.) в природных условиях представляет классический пример гетеровалентного изоморфизма (конфигурация внешних электронных орбит атомов  $3d^2 4s^2$ ; энергия ионизации (эВ):  $\text{Ti}^0 \rightarrow \text{Ti}^+ \rightarrow \text{Ti}^{2+} \rightarrow \text{Ti}^{3+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$  составляет соответственно 6,82 — 13,57 — 27,47 — 43,0). Титан, изменяя валентность от 2 до 4, дает длинный ряд соединений с кислородом —  $\text{TiO}$ ,  $\text{Ti}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , окислов промежуточного состава —  $\text{Ti}_3\text{O}_5$ ,  $\text{Ti}_4\text{O}_7$ ,  $\text{Ti}_5\text{O}_9$  и др. Интересно отметить, что если  $\text{TiO}_2$  обладает амфотерными свойствами, то окислы низших валентностей отличаются основностью.

Весьма широк спектр соединений титана с

углеродом, бором, кремнием, скандием, азотом и водородом. В некоторых титансодержащих минералах (таких, как рутил, анатаз, брукит, ильменит, перовскит, лопарит, сфен и др.) присутствуют в качестве примесей Fe, Nb, Ta, Sn, Cr, Mo, Pb, Mg, V, Al, Zr, La, Ca, Sr, K, Cs, Na, S, причем изменение содержания примесей зависит от величины относительной основности катионов. Интересна изоморфная смесь в ряду ильменит — гематит ( $\text{FeTiO}_3$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), встречающаяся в высокотемпературных выделениях, например титаномagnetит в базальтах. По мере понижения температуры смесь равномерно и направленно распадается на ильменит и гематит. Полная корреляция этого разделения с температурой позволяет использовать продукты распада в качестве термометра магматического процесса.

Если, по Д. И. Менделееву, периодическим законом такие элементы, как Si, Sn, Pb, сближены в одну общую группу (IV) из нечетных рядов [9], тот же закон по типу сродства к O, H, C, N, Al, Cl, а также к Si, свел стронций, торий и титан, дающие аналогичные соединения с этими элементами.

## 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТИТАНА В ПОРОДАХ РАЗЛИЧНОЙ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

В изменяющихся кислотно-щелочных условиях геохимических процессов или при рудообразовании амфотерные свойства у титана ( $\text{Ti}^{4+}$ ) проявляются значительно сильнее, чем у золота — классического россыпеобразующего минерала. Поэтому представляется важным рассмотреть на кларковых уровнях распределение титана в различных породах в связи с вещественным составом внутренних сфер планеты, включая и земную кору. Правда, такая связь скорее может трактоваться как гипотетическая, устанавливаемая по косвенным данным, так как мы слишком мало знаем о глубинных зонах Земли, из которых поступает на поверхность этот элемент. Широкое распространение титана в земной коре, несомненно, определяется скрытыми от нас геохимическими процессами в глубинных зонах, включая верхнюю мантию, поэтому еще недостаточно изучена и геохимия этого элемента. Кроме того, изучение этих вопросов осложняется и сильной гетеровалентностью титана, его амфотерностью. Наконец, исследование этого «странного» элемента началось, по существу, только в 1925 г., когда другие россыпеобразующие минералы, в том числе из группы благородных металлов, уже составляли фундамент учения о россыпях. Этот факт тем более поразителен, что те и другие относятся к  $d$ -элементам. Любопытная ситуация выявляется и при изучении соседей тита-

на из ближайших клеток менделеевской системы, также относящихся к *d*-элементам. Это скандий, ванадий, хром, марганец, железо — четвертый ряд; цирконий ниобий, молибден — пятый ряд; гафний, лантан, тантал, вольфрам — шестой ряд. Обладая сильно выраженными амфотерными свойствами и гетероалентностью, титан ( $Ti^{4+}$ ) имеет значительно большие, чем другие элементы, дающие россыпеобразующие минералы, возможности для выбора партнеров по кристаллизации в магматическом и гидротермальном процессе, а также для образования сложных комплексов при переносе рудного вещества из зоны генерации к месту разгрузки. Однако именно эти свойства титана и сужают выбор им типа магматизма, в ходе развития которого наблюдается преимущественная его концентрация в основных породах.

Кларки титана (средние данные) в изверженных породах земной коры по материалам разных авторов\* следующие: в ультраосновных — 0,37, в основных — 0,91, в средних — 0,54, в кислых — 0,21.

Однако истинная величина количества титана может быть определена не просто из кларковых значений, которые сами по себе, разумеется, важны, но с обязательным учетом распространения главных типов пород на земной поверхности, что хорошо иллюстрирует таблица [7, с. 47].

Из приведенных данных видно, что самый высокий кларк титана приходится на основные породы, наименьший — на кислые. Заметную роль в концентрации этого элемента (0,54) играют и породы средней основности, но в силу их незначительной распространенности (см. таблицу) в балансе запасов титана они не имеют значения. Следовательно, главная масса титана связана с основными породами, среди которых и находятся его наиболее крупные месторождения. По-видимому, еще большее значение основные породы имеют для формирования россыпей титаносодержащих минералов, о чем свидетельствуют графики (рис. 1 и 2) [1].

Содержание титана, как видно на рис. 1, в интрузиях и в эффузивных породах щелочной серии изменчиво, но в тех и других наибольшие пики приходится примерно на интервал пород с 45—55%-ным содержанием кремнекислоты. Это соответствует именно основным разновидностям, которые и являются носителями минералов титана. Аналогичная картина вскрывается и при рассмотрении графиков распределения титана в породах, являющихся производными разных магм: гипербазитовые и гранитоидные формации занимают в поле распределения

\* Значения кларков титана колеблются в разных работах, поэтому мною было взято среднее из данных семи авторов, выводивших этот показатель в целом для земной коры.

### Распространенность магматических пород

Типы пород	Содержание $SiO_2$ , %	Относительная распространенность, %
Ультраосновные	37—44	1
Основные	45—55	40
Средние	56—61	9
Умеренно кислые	62—67	8
Кислые	68—75	41
Ультракислые	76—80	1

титана положение, соответствующее его минимальным концентрациям.

Важной проблемой является распределение титана в плутонических и вулканогенных формациях. Этот вопрос связан с распространенностью главных типов пород, которая контролируется вязкостью кислых (гранитоидные магмы) и основных (базальтоидные и габброидные магмы) расплавов, меняющейся непропорционально изменению содержания летучих.

Подвижность кислых магм при дегазации или обезвоживании резко убывает, тогда как в базальтоидных расплавах она сохраняется или изменяется медленнее. Этим и объясняются относительные различия распространенности кислых и основных интрузий. Кислые магмы в указанных условиях, резко набирая вязкость, остаются во внутренних слоях земной коры в виде интрузий, давая лишь небольшую часть кислых лавовых покровов, нередко в виде игнимбритов, излившихся из близповерхностной зоны, в которую внедрились грани-

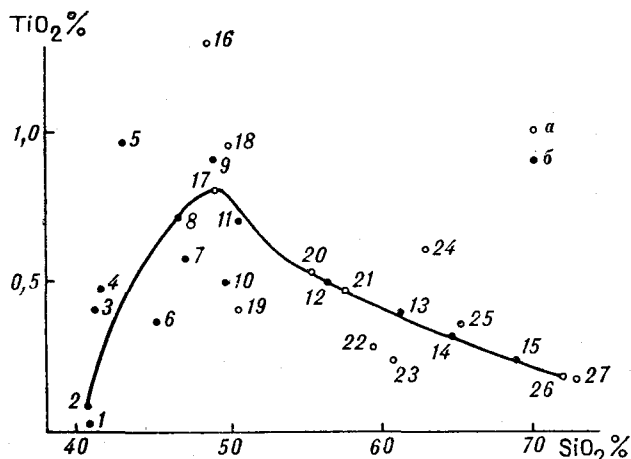


Рис. 1. Содержание титана в известково-щелочной серии пород, по Дэйли [1, с. 312].

а) интрузивные породы: 1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — амфиболовый перидотит, 4 — пикрит, 5 — горнблендит, 6 — верлит, 7 — диаллагит, 8 — оливниновое габбро, 9 — оливниновый норит, 10 — габбро без оливина, 11 — норит без оливина, 12 — бескварцевый диорит, 13 — гранодиорит, 14 — гранит, 15 — щелочноземельный гранит; б) эффузивные породы: 16 — платобазальт, 17 — все базальты, 18 — долерит, 19 — мелафир, 20 — кварцевый базальт, 21 — авгитовый андезит, 22 — андезит, 23 — роговообманковый андезит, 24 — слюдяной андезит, 25 — дацит, 26 — кварцевый порфир, 27 — риолит.

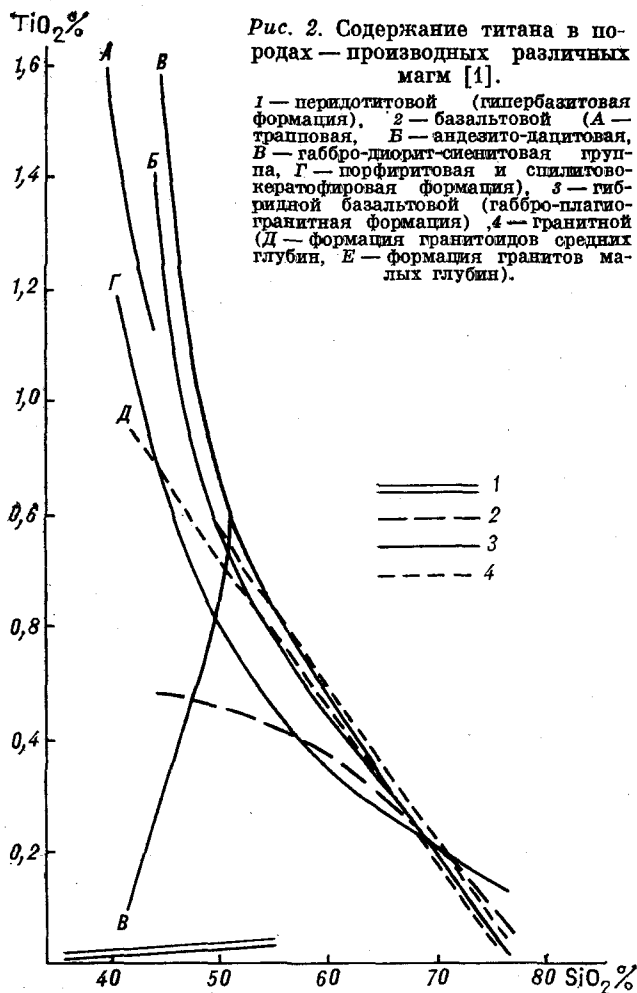


Рис. 2. Содержание титана в породах — производных различных магм [1].

1 — перидотитовая (гипербазитовая формация), 2 — базальтовой (А — трапповая, Б — андезитово-дацитовая, В — габбро-диорит-сиенитовая группа, Г — порфирировая и спилитово-кератофировая формация), 3 — гибридной базальтовой (габбро-плаггиогранитная формация), 4 — гранитной (Д — формация гранитоидов средних глубин, Е — формация гранитов малых глубин).

— — — 1  
 - - - - 2  
 — — — 3  
 - - - - 4

тоидные магмы. В то же время основные магмы, сохраняя подвижность, выходят на поверхность в виде базальтоидных или андезитовых лав. Не вдаваясь в детальный разбор физико-химической сущности магматических расплавов, замечу лишь, что они несомненно представляют собой «ионно-молекулярную жидкость, в составе которой различаются элементарные катионы, разнообразные анионные комплексы и ассоциации, а также молекулы» [5, с. 197], в которых вода и кремнекислота являются сильнейшими диэлектриками, ионизирующими компоненты расплава. Согласно господствующим представлениям, основные магмы являются производными мантийных выплавов. Следовательно, титановая рудоносность, видимому, генерируется в верхней мантии; указанная закономерность позволяет говорить, что основные породы вулканогенных фаций должны быть главными носителями титана. Среди основных интрузий, преимущественно габброидов, присутствуют наиболее интересные рудные объекты, что позволяет отводить им и наиболее важную россыпеобразующую роль.

Титан входит в группу элементов, для которых наиболее характерны окислы, поэтому естественно устанавливается прямая зависимость распределения его минералов от содержания кислорода в земной коре. Как известно, в простейшие соединения с кислородом входят более сорока элементов, которые дают до 17% общего весового количества свободных окислов в литосфере (без гидро- и атмосферы). Из этого числа на долю кремния приходится 12,6%, железа — 3,9%. За ними следуют еще четыре элемента: алюминий, марганец, титан и хром. Таким образом, титан вместе с кислородом попадает в ту ассоциацию элементов, которая дает наибольшее количество свободных окислов, причем в образовании соединений принимают участие элементы с шестерной координацией, а в группе фергусонита, пироклора и отчасти перовскита — щелочи и редкоземельные элементы.

### 3. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В свете изложенных представлений, а также с учетом большого фактического материала по титановой минерализации в различных по формационной принадлежности породах, сохраняя подход к выделению россыпеобразующих рудных формаций, рассмотренный мною в «Основах учения о россыпях» [12, с. 9—10], можно выделить следующие группы формаций коренных источников россыпей титаносодержащих минералов или рудных месторождений и рудопроявлений:

Группа месторождений	Формация
Метаморфогенная	титаномагнетит-ильменит-магнетитовая
	рутил-пироксеновая
	ильменит-пироксеновая
	сфен-амфиболовая
Плутоногенная	титаномагнетит-ильменитовая
	титаномагнетит-ильменит-апатитовая
	титаномагнетит-ильменит-ванадиевая
	титаномагнетит-ильменит-хромитовая
	ильменит-пироксенит-марганцевая
	магнетит-ильменит-рутиловая
Вулканогенная	магнетит-ильменитовая

#### Метаморфогенные месторождения и рудопроявления

Среди метаморфических комплексов с точки зрения титаносодержания привлекательны породы высокой степени метаморфизма — гранулитовой (двупироксеновые гнейсы) и амфиболитовой

(мусковит-ставролитовые сланцы) фаций. Золото, напротив, ассоциирует, как было показано ранее, лишь с породами низких степеней метаморфизма — зеленосланцевой фации. В гранулитовой фации титансодержащие минералы разделяются по основности пород. Так, в кислых комплексах двупироксеновых гнейсов преимущественно развивается рутил, тогда как в аналогичных породах, имеющих, однако, тенденцию к большей основности, почти исключительно встречается ильменит. В амфиболитовой фации встречаются те же титансодержащие минералы, но на фоне почти полного исчезновения ильменита и уменьшения рутила появляется сфен, нередко выступающий в качестве единственного или по крайней мере преобладающего титансодержащего минерала. С учетом минеральных рудных ассоциаций и породообразующего комплекса минералов в метаморфических зонах можно выделить вышеназванные титаноносные формации: титаномагнетит-ильменит-магнетитовую, рутил-пироксеновую, ильменит-пироксеновую и сфен-амфиболовую.

*Титаномагнетит-ильменит-магнетитовая* формация довольно широко распространена в различных древних зонах планеты, где развиты габброидные интрузии, подвергшиеся региональному метаморфизму до гранулитовой и амфиболитовой фаций. Глубокая переработка пород, фиксируемая в изменениях минеральных ассоциаций, обычно протекает в два этапа: прогрессивный и регрессивный.

В прогрессивную стадию метаморфизма происходят глубокие структурные изменения габброидных пород, сопровождающиеся перераспределением элементов между минералами и сменой парагенезисов (например, оливин заменяется шпинелью, форстерит-анортитовая пара — энидот-диопсид-шпинелевой триадой). При температурах около 1000°C ильменит-магнетитовые руды подвергаются перекристаллизации и вместо отдельных выделений титансодержащих минералов образуются линзы, ленты, четковидные полосы, т. е. идет формирование существенно рудных тел.

Регрессивный метаморфизм сопровождается амфиболитизацией основного и среднего плагиоклаза с одновременным растворением магнетита, отдающего железо в решетку развивающейся роговой обманки. Процесс перехода железа, как отмечает А. М. Дымкин [4, с. 176], из окисной формы в силикатную является отличительной особенностью регрессивной стадии регионального метаморфизма габброидных титансодержащих пород. Возникает таким образом новая ассоциация минералов: энидот-альбит-актинолит-хлорит-серпичитовая.

К рассматриваемой титаноносной формации следует отнести месторождения титаномагнетитовых с ильменитом руд, связанные с глубокой

переработкой региональным метаморфизмом габброидов, образующих Кореличскую зону (Белоруссия, СССР), описанную А. М. Дымкиным и др. [4, с. 126—176], видимо, протерозойского возраста. Массивы зоны приурочены к Коренской грабен-синклинальной структуре, отличаются расслоенностью, выраженной чередованием пироксенитов, оливиновых габбро, габбропоритов и габбро, включающих титаномагнетит-ильменитовую вкрапленность или различной формы рудные тела, сложенные этими минералами с прибавлением магнетита. Массивы габброидных пород, образующие рудные месторождения титана (Новосельковское, Долгиновское, Южное, Кольчицкое, Щорсовское, Большекупинское), представляют собой метаморфизованные до гранулитовой и амфиболитовой фаций толщи, вмещающие рудные тела в виде линз, полос или жил титансодержащих минералов, среди которых одно из ведущих мест принадлежит ильмениту. В породах присутствуют как массивные (сливные) руды, так и вкрапленные, но те и другие контролируются метаморфизованными габброидами и не входят в столь же глубоко измененную метаморфизмом толщу, вмещающую интрузии. Подобная схема преобразования габброидных пород в ходе регионального метаморфизма до гранулитовой и амфиболитовой фаций довольно типична для месторождений титаномагнетитовых руд и поэтому не требует иллюстрации другими примерами. Следует лишь отметить, что в некоторых случаях несложный рудный комплекс этой формации существенно дополняется другими элементами, которые могут менять формационную принадлежность рудных месторождений или рудопроявлений.

*Рутил-пироксеновая, ильменит-пироксеновая и сфен-амфиболовая* титаноносные формации отличаются от титаномагнетит-ильменит-магнетитовой тем, что они представлены преимущественно вкрапленной минерализацией, хотя нередко образуют мощные самостоятельные тела сливных руд. Эти три формации часто рассматриваются как важные коренные источники титансодержащих минералов россыпей.

В качестве примера подобных образований, которые можно отнести к рутил-пироксеновой формации, назову метаморфизованные докембрийские толщи Голубого хребта (Северная Каролина, США). Здесь метаморфические толщи гранулитовой и амфиболитовой фаций возникли в результате регионального метаморфизма пелитовых пород. Изучавшие эти толщи Р. Голдшмидт и Е. Р. Форс указывают, что максимальное количество рутила, характеризующего рутил-пироксеновую формацию, связано с породами гранулитовой фации метаморфизма, хотя на отдельных участках этот минерал встречается и в зоне амфиболитовой фации. Концентрации

рутила оконтуриваются силлиманит-калишпатовой и гиперстеновой изоградами. Указанные породы служат источником рутила в рыхлом покрове, и коре выветривания.

Примером ильменит-пироксеновой формации может служить кейвская метаморфическая серия (Украина, СССР). Здесь широко развит ильменит, который подвергся существенному изменению под воздействием внедрившихся в толщу габбро-амфиболитов, а возможно, при участии термальных растворов. Изменения минералов выразились в укрупнении кристаллов и обогащении их танталом и ниобием. Понятно, что кейвские толщи, включающие рассеянные титансодержащие минералы, среди которых ведущее место принадлежит ильмениту, не могут служить рудными месторождениями, они рассматриваются лишь в качестве коренного источника россыпей.

Многочисленные рудопроявления сфена, связанные с породами амфиболитовой фации метаморфизма, не требуют специальных примеров, тем более что эти комплексы не дают рудных месторождений, россыпеобразующая их роль второстепенна.

### Плутоногенные месторождения и рудопроявления

Плутонические серии основных и отчасти ультраосновных пород включают как рудопроявления, играющие роль потенциального источника титансодержащих минералов для россыпей, так и объекты, которые используются в качестве рудных месторождений. Содержание титана, как было отмечено, повышается от ультраосновных к основным породам преимущественно габброидного состава, в этом же направлении меняются и ассоциации титансодержащих минералов. В ультраосновных породах титан обычно присутствует в виде изоморфной примеси в некоторых порообразующих фемических минералах (титан — авгит, версутит и др.), поэтому сохраняется корреляция его концентраций с содержанием этих минералов и его более или менее равномерное распределение в массивах. В габброидах титан сосредоточивается (связывается) в существенно рудном комплексе (титаномагнетит, ильменит, рутил и др.). Рудные минералы местами достигают значительных концентраций, образуя мощные залежи, отдельные участки или линзы богатой руды. Очень часто рудный комплекс усложняется повышенным содержанием фосфора, ванадия, хрома, реже меди, тантала, ниобия и других металлов. В таких случаях, хотя формационная роль этих элементов и не вызывает сомнения, присутствие их в одних и тех же рудных плутонах, наряду с минералами титана, затрудняет отнесение месторождений или рудопроявлений к определенной формации. При этом правильность оценки

зависит от того, ведущую или второстепенную роль в рудообразующем процессе играют ванадий, хром, фосфор или тантало-ниобаты.

С учетом природного распределения титана в основных породах плутонической фации можно выделить следующие титаносные формации: титаномагнетит-ильменитовую, титаномагнетит-ильменит-апатитовую, титаномагнетит-ильменит-ванадиевую, титаномагнетит-ильменит-хромитовую, ильменит-пироксен-марганцевую, магнетит-ильменит-рутиловую.

Титаносные формации плутоногенного ряда в пределах определенных типов изверженных пород сохраняют устойчивый минеральный состав и соотношение элементов-примесей. Стабильные условия их формирования в том или ином тектоно-магматическом цикле могут распространяться на целые провинции или обширные зоны. В этом отношении показательны районы Южной Африки, Канады, примером может служить центральная часть Финляндии, где оконтуривается Ботническо-Ладожский рудный пояс; его восточная часть образует две обособленные зоны: Северо-Западную и Роасварскую. Северо-Западная зона в литературе иногда возводится в ранг рудной провинции с мощным железо-титан-ванадиевым оруденением. Роасварская зона обладает аналогичным профилем рудной минерализации. Титановое оруденение подобных масштабов, связанное с проявлением основного магматизма плутонических фаций, нередко является превосходной базой для формирования россыпей титансодержащих минералов.

*Титаномагнетит-ильменитовая* формация широко распространена в связи с габброидными интрузиями докембрийских геосинклиналей; они приурочены преимущественно к краевым частям щитов и платформ того же возраста. Крупные промышленные месторождения этой формации связываются с габбро-норитовыми расчлененными массивами, реже с более основными интрузиями. Основными титансодержащими минералами этой формации являются титаномагнетит и ильменит, а в подвергшихся метаморфизму — рутил и анатаз. Содержание рудных минералов меняется в очень широких пределах, минерализация характеризуется вкрапленными или массивными рудами, образующими различной формы тела. Вместе с железом и титаном иногда в рудах в виде незначительных примесей встречаются ванадий, никель, цирконий, реже хром.

Хорошей иллюстрацией развития месторождений титаномагнетит-ильменитовой формации может служить Байкало-Муйский интрузивный пояс, который является частью крупной титаносной зоны, с юга окаймляющей Сибирскую платформу [6, с. 99—106]. Этот пояс с титаномагнетитовым с ильменитом оруденением включает габбро-плагииграниты, габбро-перидотито-

вые или габбро-анортозитовые интрузии, по сумме признаков сходные с магматическими комплексами Восточных Саян и Урала (Кусинско-Копанский пояс).

В Байкало-Муйском титаноносном интрузивном поясе Э. Г. Конников [6, с. 105] выделил «собственно-магматические с высокотитанистым (10—16%  $TiO_2$ ) и метасоматические с низкотитанистым (до 10%  $TiO_2$ ) магнетитом» породы. Он отмечает, что «метаморфизм этих пород происходил в условиях, отвечающих границе эпидот-амфиболовой фации. Титаномагнетит и ильменит под влиянием метаморфизма подвержены перекристаллизации, очищаются от продуктов распада твердых растворов и посторонних примесей, ильменит замещается рутилом, анатазом, титаномагнетит — хлоритом и амфиболом». Таким образом, «эндоконтактовые зоны массивов также представляют интерес для поисков титановой минерализации и апатита. Зоны наложенного высокотемпературного метаморфизма габброидов могут оказаться перспективными на обнаружение высококачественных рутил-ильменитовых руд» [6, с. 105].

Ряд крупных месторождений этой формации, протягивающихся более чем на 50 км, находится в районе оз. Аллард (Канада). Они связаны с докембрийским массивом анортозитового габбро. Рудные залежи содержат более 70% ильменита и до 20% гематита. К подобным примерам, правда с некоторой натяжкой, могут быть также отнесены Коростенский и Корсунь-Миргородский (СССР) плутоны габброидных пород. В их рудных парагенезисах присутствуют титаномагнетит и ильменит, а также большой набор элементов-примесей: скандий, ванадий, хром, марганец, кобальт, тантал и ниобий. В этом массиве Л. Ф. Борисенко и соавторы [2, с. 27—36] выделяют в качестве самостоятельных типов апатит-титаномагнетит-ильменитовые руды, которые из-за быстрой смены состава нельзя возвести в ранг формаций.

Особенности *титаномагнетит-ильменит-apatитовой* формации хорошо прослеживаются на габброидном массиве Осередок [11, с. 87—111], расположенном в Кизир-Казырском междуречье северо-западной части Восточного Саяна. Это концентрически зонально-расслоенный массив, в котором ритмично чередуются меланократовые породы. На фоне резкого преобладания габбро встречаются его оливинные разновидности, в которые включены прослои и пластовые или линзовидные тела ультраосновных пород. Темноцветные компоненты представлены преимущественно оливином и клинопироксенами, присутствуют также гиперстен, биотит, бурая роговая обманка. Клинопироксены отличаются интенсивным бурым цветом, обусловленным их относительно высокой титаноносностью. Рудная ассоциация включает титаномагнетит, ильменит и

apatит. Содержание двуокиси титана колеблется от 1 до 5,5%, суммарное содержание титаномагнетита и ильменита составляет 2—3%, но иногда достигает 15% и более, апатита примерно около 10%.

*Титаномагнетит-ильменит-ванадиевая* формация характеризуется постоянным присутствием ванадия в виде изоморфной примеси в титаносодержащих минералах собственно рудного комплекса. Широкий изоморфизм ванадия в титановых минералах закономерен, ибо ванадий, хотя и относится к V группе элементов периодической системы, но, как и титан, имеет кубическую объемно-центрированную решетку. Ванадий дает соединения с кислородом, отвечающие валентности 2, 3, 4, 5, а его окислы  $VO$  и  $V_2O_3$ , имея основной характер ( $V_2O_5$  — кислотный,  $VO_2$  — амфотерный), при температуре выше  $882,5^\circ C$  легко образуют с титаном изоморфные смеси. В титаномагнетите содержание титана достигает 9%, в магномагнетите — 1,5%, в магнетите — 0,5%, в рутиле до 1%.

Рудные месторождения и рудопроявления данной формации широко распространены. Показателен, например, ванадийсодержащий титаномагнетитовый комплекс Барраби (Западная Австралия), связанный с анортозитовым габбро. Здесь в парагенетической ассоциации присутствуют в промышленных концентрациях титаномагнетит, гетит, мартит, магнетит, рутил, лейкоксенизированный ильменит или лейкоксен, а также в небольших количествах ульвошпинель. Почти все титаносодержащие минералы обогащены ванадием и используются как комплексные руды для получения железа, титана и ванадия. Близкие по составу месторождения встречаются в Финляндии, СССР, США, Африке.

*Титаномагнетит-ильменит-хромитовая* формация встречается в ряде докембрийских структур Африки, Америки, Европы и Азии. Именно эта формация включает самые крупные месторождения титана в мире. Наиболее яркий ее представитель — Бушвельдский сложнодифференцированный комплекс изверженных пород (Африка), протягивающийся на 650 км и являющийся самой большой в мире титаноносной провинцией. К основной (габброидной) части комплекса приурочено крупнейшее месторождение титана. Оно образовано пластообразными залежами или четковидными короткими мощными линзами титаномагнетита и тонкими лентами хромита. Руда состоит из магнетита, ильменита, гематита, и хромита; она содержит 50—60% железа, от 8 до 25% двуокиси титана, местами десятые доли процента ванадия. Хромиты извлекаются отдельно.

К этой формации может быть отнесено и месторождение Айрон-Маунтин (США), приуроченное к Колорадскому габбро-анортозитовому массиву. Рудная залежь прослеживается на

20 км, она состоит из титаномагнетита, ильменита, шпинели, оливина; содержит более 50% железа, около 30% двуокиси титана, около 3% трехокиси хрома и небольшое количество (доли процента) ванадия и циркония.

*Ильменит-пироксен-марганцевая* формация связана с пироксен-амфиболовыми габбро, обогащенными марганцем, образующим самостоятельные минералы или входящим в виде изоморфной примеси в собственно титановые минералы. Обычно в таких породах титан концентрируется в ильмените, но может присутствовать и в титаномагнетите, что в рассматриваемой формации бывает сравнительно редко. Содержат титан также пироксены и амфиболы, в которых он изоморфно замещает железо или марганец. Обогащенность марганцем сопровождается появлением феррогиперстена, пирофанита и хегбомита. Принято считать, что, когда содержание марганца в подобных породах достигает 10%, образуются минералы непрерывного ряда, крайними членами которого являются ильменит и манганоильменит ( $\text{FeTiO}_3$ — $\text{MnTiO}_3$ ).

Подобные описанным ассоциации титаносодержащих минералов наблюдаются в габбро горы Шпичак близ Дешты (Чехословакия). Здесь пироксен-амфиболовое габбро состоит из андезин-лабрадоритового плагиоклаза, пироксенов и амфиболов; содержание ильменита с заметной примесью окислов марганца достигает 9%, присутствуют и другие титаносодержащие минералы.

*Магнетит-ильменит-рутиловая* формация образуется, вероятно, в двух случаях. На конечных стадиях кристаллизации габброидных расплавов, обедненных элементами-примесями, имеющими значение формационного признака (фосфор, ванадий, марганец, хром), при определенном термодинамическом и геохимическом потенциале наряду с магнетитом возникают ильменит и рутил. Второй случай образования формации связан с существенной переработкой базитов (габброидов) и образованием за их счет метасоматитов. В ходе такого метасоматоза, хотя и сохраняется первоначальный парагенезис основных магм — железо и титан — привносятся элементы, чуждые материнскому расплаву габброидной магмы. При этом конечной стадией переработки является преобразование титаномагнетитового комплекса в магнетит-ильменит-рутиловую ассоциацию по схеме: пирротин — магнетит — магнетит + ильменит — ильменит — рутил. Иными словами, метасоматит приобретает облик магнетит-ильменит-рутиловой формации, обогащенной поли- и редкими металлами, не свойственными основному магматизму.

Рудопроявлений рассматриваемой формации много. В качестве примера можно сослаться на редкометалльные апобазитовые метасоматиты Кольского полуострова [8, с. 97—109].

## Вулканогенные титаноносные формации

Вулканогенные титаноносные формации не отличаются разнообразием и сводятся в основном к появлению магнетита, ильменита и некоторых сопутствующих им минералов в базальтах или андезитовых покровах. Коренные промышленные месторождения титановых минералов, связанные с вулканогенными породами, неизвестны, хотя россыпи за счет них образуются нередко. Это, видимо, объясняется тем, что титановая минерализация в вулканогенных формациях, нося крайне рассеянный характер, не дает скоплений, как это бывает в основных (габброидных) интрузиях. Кроме того, выделения титановых минералов в вулканогенных формациях существенно уступают по размерности плутоническим аналогам. С учетом всего этого достаточно обоснованно среди вулканогенных титаноносных формаций можно выделить лишь магнетит-ильменитовую.

*Магнетит-ильменитовая* формация встречается довольно часто в провинциях древней и современной вулканической деятельности, характеризующихся основным вулканизмом. Концентрации титаносодержащих минералов обычно присутствуют в базальтах или андезитовых покровах. За их счет нередко образуются россыпи. Примером проявления данной формации могут служить андезитовые вулканы в районе верхнего течения р. Муреш (Восточные Карпаты, Румыния). Здесь на площади более 350 км<sup>2</sup> обнажаются андезиты и их туфы неогенового возраста. В этих породах присутствуют в основном небольшие концентрации магнетита и ильменита, хотя иногда их содержание достигает 20%. В отложениях реки, размывающей эти породы, минералы содержатся в количествах, позволяющих производить промышленную эксплуатацию аллювиальных магнетит-ильменитовых россыпей.

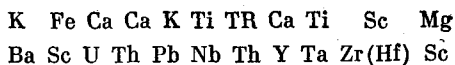
## 4. РОССЫПЕОБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ТИТАНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

При выяснении роли каждой из рассмотренных титаноносных формаций в образовании россыпей необходимо прежде всего иметь в виду некоторое сходство этих формаций, вероятно обусловленное общностью зоны, генерирующей магматический процесс. Появление титана на поверхности планеты в излившихся базальтоидных лавах или в основных и отчасти в ультраосновных породах плутонических серий, внедрившихся в земную кору, — это эхо мантийных процессов, термодинамическое дыхание верхней мантии, свидетельством чего служит устойчивость состава поставляемого во внешнюю обо-

лочку Земли материала. Это особенно ярко проявляется при сопоставлении с россыпеобразующими формациями золота и олова, которым свойственна, при их полигенной природе, пестрота состава.

Рассмотренные фактические данные о россыпеобразующих титаноносных рудных формациях, геохимия титана, его минеральные формы, а также парагенетические ассоциации позволяют говорить о незначительном разбросе свойств и россыпеобразующей роли выделенных групп формаций: метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной. Еще менее выразительны различия между отдельными формациями, хотя каждая формирует неодинаковые по содержанию рудного вещества россыпи, адекватно отражающие состав и количественные соотношения минералов коренных источников.

Метаморфические титаноносные породы, принадлежащие к россыпеобразующим формациям, сравнительно ограниченно распространены, возникают за счет основных или ультраосновных интрузий и базальтоидных, отчасти андезитовых, образований под воздействием регионального или гидротермального метаморфизма. Метаморфические преобразования титаноносных интрузий и базальтоидных покровов обычно сопровождаются изменением агрегатного состояния пород, укрупнением титансодержащих минералов, а также перераспределением титана между рудными и породообразующими минералами. Из таких минералов, как титан — авгит и других, титан уходит, обогащая, например, ильменит или участвуя в постройке решетки рутила и т. д. Этот процесс сопровождается удалением некоторой части железа, что приводит к ильменитизации и рутилотизации формаций. Под воздействием гидротермального метаморфизма происходит обогащение рудных минералов танталом, ниобием и другими редкими элементами, пристраивающими свои атомы в их решетки по типу изоморфного замещения других элементов. При этом действует ферсмановский порядок изоморфной смесимости элементов, образующих два ряда:



из которых только нижний замещает верхний.

Выведенные в гипергенную зону метаморфогенные формации оказываются вполне эффективными коренными источниками россыпей.

Группа плутоногенных формаций связана с хорошо раскристаллизованными интрузиями габбро, габбро-норитов или более основных серий. Титансодержащие минералы в них местами образуют высокие концентрации и достаточно крупные выделения. Иначе говоря, все формации плутоногенного ряда с этих позиций могут быть отнесены к типичным россыпеобразу-

ющим месторождениям и рудопроявлениям. Основная масса россыпей возникла, вероятно, именно за счет плутоногенных рудных формаций.

Несколько иную россыпеобразующую роль выполняют вулканогенные формации, что определяется условиями кристаллизации вещества излившихся на поверхности лав, часто отличающихся криптокристаллической структурой. Естественно, что и минералы титана, даже если они раскристаллизовались в глубоких зонах магматического очага и представлены вкрапленниками, по размерности уступают аналогичным кристаллам в интрузиях. При выветривании в зоне гипергенеза такие породы поставляют мелкокристаллический материал, легко поддающийся рассеиванию в ходе развития россыпеобразующего процесса и поэтому не создающий значительных промышленных скоплений. Мелкозернистая форма выделений титансодержащих минералов снижает россыпеобразующую роль вулканогенных формаций, хотя имеют место случаи, когда именно из них возникают промышленные ильменитовые или комплексные россыпные месторождения (например, Восточные Карпаты в Румынии или Камчатка).

Значительная часть россыпеобразующих титаноносных формаций характеризуется более или менее рассеянным распределением рудных минералов титана в метаморфических, плутоногических и вулканических породах, которые не содержат обильную вкрапленность акцессориев. Поэтому существенное значение имеет характер гипергенной переработки этих пород. Во всех случаях накопление в наиболее важных в промышленном отношении аллювиальных или латеральных месторождениях титансодержащих минералов связано с их концентрацией в процессе образования кор выветривания, т. е. с делювиальной стадией россыпеобразовательного процесса. Нередко именно коры выветривания титаноносных пород и выступают в качестве источников этих минералов при формировании аллювиальных и латеральных россыпей.

Гипергенное выветривание зависит не только от зоны, в которой оно развивается, но и от состава ее пород или рудных месторождений. Как следует из изложенного, основная масса титансодержащих минералов, образующих россыпи, связана с породами основного состава, в которых содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется в пределах 25—50%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12—15%, Fe (суммарного) — 2—5%. Кроме того, в зависимости от формационной принадлежности в них вместе с титаном может присутствовать до нескольких процентов марганца, ванадия, хрома, фосфора, а также целочей. Понятно, что при таком составе обогащение россыпеобразующих минералов сводится, во-первых, к десилификации пород, видимо, играющей ведущую роль; во-вторых, к уда-



лению других элементов, за счет миграции которых продукты выветривания обогащаются минералами титана.

Оптимальные условия для развития подобных процессов создаются при формировании оксидных (латеритных и каолиновых) кор выветривания в гумидном поясе в тропической и субтропической зонах с влажным климатом. Протекающая в этих условиях до конца десилификации пород обеспечена высокими значениями рН среды выветривания (5—6). По мере удаления кремнекислоты, щелочей, магния и кальция щелочность среды выветривания снижается до нейтральной или слабокислой, вследствие чего некоторая часть железа приобретает подвижность и удаляется в трехвалентной форме из зоны выветривания. После этого стабильно устанавливается слабокислая или нейтральная среда, что полностью исключает миграцию оставшихся железа,  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ , которые и накапливаются в остаточной части коры выветривания.

Разделение продуктов выветривания происходит в результате механической их сортировки, т. е. в процессе перебива речными водами, нередко в прибрежной части морских водоемов, куда транспортируются титансодержащие минералы, поскольку они легко подвижны и обладают, в соответствии со своей константой гипергенной устойчивости, физической и химической устойчивостью. При перебиве кор выветривания, сформировавшихся на титаносодержащих породах, в тропическом и субтропическом влажном климате часто возникают крупные латеральные, реже аллювиальные россыпи ильменита, магнетита, рутила. Нередко здесь концентрируются также ильменит-колумбитовые, часто с касситеритом, сфеном и другими минералами, ассоциации. Таким образом, формируются мономинеральные или комплексные титансодержащие россыпи.

\*  
\* \*

В связи с рассматриваемой проблемой титаносодержащих россыпьеобразующих формаций следует обратить внимание на широкое развитие соответствующих пород в Тихоокеанском обрамлении. Здесь ультрабазиты и базиты распространены как в континентальной, так и в пере-

ходной к океану зоне. По возрасту они относятся к палеозою, мезозою и кайнозою. В материковой части обрамления ультрабазиты и тесно связанные с ними базиты приурочены к эвгеосинклинальным складчатым системам и относятся преимущественно к палеозойскому возрасту (Южное Приморье Советского Союза, Австралия, Новая Зеландия, Калифорния). Представлены они гарцбургитами, дунитами, норитами, габброидами и образуют линейные пояса, примером которых могут служить цепи этих интрузий, протягивающиеся от р. Юкон до Скалистых гор.

Однако для Тихоокеанского обрамления или подвижного пояса наиболее характерными являются мезозойские и раннекайнозойские ультрабазиты и связанные с ними габброиды, которые локализируются на некоторых окраинах континентов (восток Азии, Аляска, Западные штаты США, север Южной Америки); эти породы широко распространены также в зоне сочленения континента с Тихим океаном (п-ов Камчатка, острова Карагинский, Сахалин, Хоккайдо, Филиппины, Калимантан, Новая Зеландия).

Гипербазит-базитовый пояс обрамления Тихого океана — глобальная структура с подчеркнута петрологическими и металлогеническими особенностями, характеризующимися никелем, кобальтом, платиноидами, хромом, титаном и сопутствующими им железом, ванадием, фосфором. На фоне общей согласованности размещения указанных магматических пород габброиды иногда лентообразно размещены вдоль крупных пограничных структурных швов, примером чему могут служить Монголо-Охотская складчатая система, восточная часть канадских Кордильер, север Новой Гвинеи и др.

В комплексе пород широко развиты базальтовые покровы, несущие в ряде случаев титановую минерализацию.

К сожалению, титановая минерализация Тихоокеанского подвижного пояса изучена значительно слабее, чем минерализация других металлов гипербазит-базитовых и вулканогенных поясов. Надеюсь, что изложенные здесь соображения о формационной принадлежности тех или иных типов пород основного и ультраосновного ряда послужат дополнительным толчком к развитию исследований в этой области.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1963, т. 1.
2. Борисенко Л. Ф., Тарасенко В. С., Проскурин Г. П. Рудоносные габброиды Коростенского плутона.— Геология рудных месторождений, 1980, т. 22, № 6.
3. Годовиков А. А. Периодическая система Д. И. Менделеева и силовые характеристики элементов. Новосибирск: Наука, 1981.
4. Дымкин А. М., Магнач А. С., Сараев С. В. Железородушение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1979.

5. *Ковалев В. П.* Герцинский магматизм Предаянья. 1980 (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 343).
6. *Конников Э. Г.* О титановом оруденении в докембрийских габброидах северной Бурятии.— Геология рудных месторождений, 1977, т. 19, № 4.
7. *Кропоткин П. Н.* Значение тектонических процессов для образования кислых магм. 1941 (Тр. ИГЕМ АН СССР. Сер. геол.).
8. *Леонова В. А.* Акцессорные минералы редкометалльных апобазитовых метасоматитов Кольского полуострова.— Минералогия и геохимия, 1979, № 6.
9. *Менделеев Д. И.* Основы химии. Т. 2. М.—Л.: Госхимтехиздат, 1948.
10. *Персиков Э. С.* Взаимосвязь вязкости магматических расплавов с некоторыми закономерностями кислого и основного магматизма.— ДАН СССР, 1981, т. 206, № 2.
11. *Поляков Г. Б., Кривенко А. П. и др.* Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
12. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981.
13. *Goldsmith R., Force E. R.* Distribution of rutile in metamorphic rocks and implications for placer deposits.— Miner. deposits, 1978, 13, N 3.

Президиум ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
1 апреля 1982 г.

УДК 56(11)(571.6)

*З. Н. Пояркова, В. П. Коновалов, Л. И. Митрофанова,  
Б. В. Поярков*

## ЗАДАЧИ И НАПРАВЛЕНИЯ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Анализ изученности стратиграфии фанерозоя Дальнего Востока и Сахалина показал, что решение современных задач, выдвигаемых практикой геологических исследований, может быть обеспечено при выполнении следующих условий: 1. Широком изучении (наряду с традиционными для рассматриваемого региона) таких новых групп ископаемых остатков организмов, как радиолярии и конодонты (для палеозоя Дальнего Востока), брюхоногие моллюски, радиолярии и планктонные фораминиферы (для мезозоя и кайнозоя Сахалина). 2. Создании детальной схемы биостратиграфии путем выделения и прослеживания низших стратонов (слои с фауной (флорой), лоны, а впоследствии и горизонты) на основе биономического районирования бассейнов древнего осадконакопления. 3. Увеличении публикаций результатов монографиче-

ского описания важнейших для стратиграфии региона групп ископаемых остатков организмов.

Рассмотрена общая схема развития палеобиогеографических связей Дальнего Востока и Сахалина в фанерозое. Выявлена уникальность палеобиогеографического положения анализируемого региона, которая заключается в том, что благодаря существовавшей системе течений, близкой к современной, все крупные изменения палеобиогеографических связей в Тихоокеанском секторе Земли запечатлелись в характере дальневосточных сообществ фауны (т. е. в палеонтологической характеристике низших стратонов). Намечаемое детальное изучение низших стратонов поможет в выяснению ряда общих вопросов палеобиогеографии, что будет способствовать успешному проведению региональной и межрегиональной корреляций.

Стратиграфия и палеонтология относятся к тем научным дисциплинам, данные которых являются основополагающими в геологии и прямо или косвенно используются при решении возникающих практических и теоретических задач. Повсеместно возрастающая детальность геологических исследований разных направлений требует соответствующего развития стратиграфических работ, для чего, в свою очередь, необходимо совершенствование теоретической базы самой стратиграфии как науки. Именно этим, вероятно, объясняется появление многочисленных публикаций, посвященных теоретическим вопросам стратиграфии, унификации ее терминологии и номенклатуры. Из рассмотренных в этих публикациях аспектов нам представляется наиболее важным вопрос о биостратиграфических единицах низшего ранга, их пространственной протяженности и связи с биономическими обстановками древних бассейнов и суши.

К биостратиграфическим единицам низшего ранга относятся слои с фауной (флорой), лоны, горизонты и хронозоны. Мы не касаемся в дан-

ной статье хронозон и горизонтов\*, так как для выделения их необходима недостижимая пока высокая степень обобщения регионального материала по разным группам ископаемых организмов. Пространственная протяженность стратонов ранга лон в различных регионах неоднократно обсуждалась в печати. Что касается слоев с фауной (флорой), которые представляют собой конкретное проявление лон в различных биономических районах, то на них обращали пока мало внимания [26]. Между тем вопрос о их выделении и характере взаимной смены по вертикали и в латеральном направлении с большой остротой встает при проведении де-

\* Те горизонты, которые выделяются сейчас на Дальнем Востоке, как будет показано ниже, установлены в основном по литологическим признакам с привлечением палеонтологического материала и не соответствуют биостратиграфическим единицам того же названия [26].

тальных стратиграфических исследований. Решение этого вопроса тесно связано с некоторыми другими задачами. В первую очередь это детальный палеоэкологический анализ. «Биостратиграфия не может быть полноценной без учета экологических условий» [7, с. 19]. На необходимость проведения такого анализа при биостратиграфических работах, особенно детальных, указывалось неоднократно [6, 7, 14, 24, 28]. Большое значение имеет и параллельное проведение палеобиогеографических исследований как детальных (биономическое районирование бассейнов), так и обобщающих, направленных на выявление границ биохорий высоких рангов, выяснение их особенностей, прослеживание путей миграции и т. д. Следует признать безусловную справедливость высказывания Д. П. Найдина: «Без палеобиогеографии нет биостратиграфии» [17, с. 59]. По существу, выделение и прослеживание низших стратонов — одна из нагляднейших форм стратиграфических обобщений, в том числе палеоэкологических и палеобиогеографических данных.

Указанные выше общие тенденции развития палеонтолого-стратиграфических исследований приобретают на Дальнем Востоке ряд специфических черт, обусловленных своеобразием геологического развития, степенью изученности и общим характером направленности геологических работ. Обсуждению этих особенностей, которые и должны определять пути развертывания палеонтолого-стратиграфических исследований, посвящена настоящая статья.

В настоящее время на Дальнем Востоке период мелкого и среднего масштаба геологического картирования и региональных поисковых работ завершен. На повестку дня встал не только и не столько поиск новых месторождений полезных ископаемых известных типов, сколько открытие новых типов месторождений в известных рудных узлах, районах и на перспективных нефтегазоносных площадях. Это ставит более сложные, чем ранее, задачи перед палеонтолого-стратиграфической службой. Если при региональных исследованиях было достаточно обеспечить простую палеонтологическую характеристику картируемых свит и серий, то расшифровка деталей геологического строения рудных и нефтегазоносных районов требует иной биостратиграфической основы. Как показывает опыт хорошо изученных районов, необходимо создание детальной биостратиграфии на основе выделения и прослеживания таких биостратиграфических единиц, как слои с фауной (флорой) и лоны. На первый взгляд, такая детализация биостратиграфии может показаться излишней. Однако не надо забывать, что сами месторождения полезных ископаемых — лишь мелкие детали на фоне региональных геологических структур. Поэтому разобраться в строе-

нии формаций, вмещающих месторождения, возможно только используя адекватные по детальности методы исследований.

Как констатировало III Дальневосточное стратиграфическое совещание, достигнутая к настоящему времени степень детальности стратиграфии фанерозоя Дальнего Востока в общем не отвечает кондициям крупномасштабного геологического картирования и не обеспечивает в должной мере решение указанных выше проблем геологической практики. Хотя трудами многих исследователей в пределах региона установлено присутствие всех систем фанерозоя, однако объем их и ярусное деление не всегда решаются однозначно. Лишь для отдельных систем (или их частей) и не для всего Дальнего Востока установлено наличие таких биостратиграфических единиц, как слои с фауной (флорой) и «зоны», создающие предпосылки для разработки зональных, а в отдаленной перспективе и хронозональных шкал глобального применения.

Необходимо отметить также существующую неупорядоченность иерархии упомянутых стратонов, поскольку для многих из них не установлена пространственная протяженность и латеральное замещение присущих им комплексов фауны (флоры) другими. Следовательно, не выявлен основной критерий для определения ранга стратонов, т. е. принадлежность их к категориям лон или слоев с фауной (флорой).

Естественно, что проработка указанных вопросов должна опираться на тщательное изучение остатков ископаемых организмов, доведенное до сведения широких кругов научной общестественности. Однако, несмотря на публикацию отдельных палеонтологических работ, в целом степень опубликованности монографического описания даже важнейших для стратиграфии региона групп ископаемых организмов остается крайне невысокой. Во многих случаях именно это обстоятельство сдерживает развитие детальных стратиграфо-палеонтологических исследований. На это давно обращал внимание В. Н. Верещагин, но кардинального изменения положения до сих пор не наступило.

Среди систем палеозоя пермская выделяется наибольшим количеством данных по низшим стратомам. Правда, такой анализ сделан пока только для одной группы ископаемых организмов — фораминифер в результате многолетних исследований А. П. Никитиной и М. А. Сосниной. Такое положение не позволяет подойти к установлению таких региональных стратонов, как горизонт с биостратиграфических позиций (в настоящее время при выделении горизонтов как в пермских, так и в более молодых отложениях преобладает литолого-фациальный подход с элементами биостратиграфического).

В палеозойских толщах Дальнего Востока изучение низших стратонов и использование их

в разработке детальной стратиграфии осложняется тем, что кремнистые, терригенные и вулканогенные образования в значительной степени преобладают над карбонатными, в то время как в районах Европы и Азии, где разрабатывались основы современной стратиграфии палеозоя, наблюдаются обратные соотношения. Поэтому изучение здесь традиционных для стратиграфии групп фауны (трилобитов, археоциат, табуляты, рогоз, брахиопод, фораминифер, мшанок и др.), тяготеющих в своем распространении, как правило, к карбонатным и терригенно-карбонатным фациям и потому встречающихся на Дальнем Востоке спорадически, не позволяет решить все те вопросы, которые необходимы для разработки региональной схемы стратиграфии, пригодной для крупномасштабного геологического картирования кремнисто-терригенных толщ. Вместе с тем эти группы ископаемых остатков организмов весьма важны для межрегиональных корреляций и палеобиогеографических построений. Изучение многих из них Г. В. Беляевой, А. П. Никитиной, О. Г. Окуневой, А. Д. Миклухо-Маклаем, Е. А. Модзалевской, Т. В. Романчук, М. А. Сосниной, Г. Р. Шишкиной и другими заложило основы существующих представлений о стратиграфии палеозоя региона. Однако сейчас важно развернуть в академических институтах и особенно в производственных геологических объединениях работы по изучению новых для Дальнего Востока групп — радиолярий и конодонтов, которые широко развиты в кремнистых и терригенных образованиях. Начаты В. С. Руденко и С. В. Рыбалко исследования показывают, что остатки этих организмов встречаются достаточно часто, а современная методика позволяет выделять целые скелеты их даже из кремнистых и терригенных пород. Видовой состав этих ископаемых остатков организмов довольно разнообразен, что позволяет устанавливать и прослеживать определенные комплексы их. Таким образом, возникла возможность прямого биостратиграфического определения возраста кремнисто-терригенных толщ, по крайней мере до отдела, и установления в дальнейшем низших стратонов. Все это до последнего времени было крайне затруднительно.

Именно с изучением радиолярий и конодонтов связано решение проблемы взаимоотношения карбонатных тел и кремнисто-терригенных толщ. При исследовании олистостромов и олистолитов надо различать два момента. Во-первых, наличие обломков известняков с фауной однозначно указывает на карбонатонакопление в пределах района в определенные моменты времени, что ни в коем случае нельзя игнорировать. Места формирования известняков, очевидно, будут трассировать древние конседиментационные поднятия и, следовательно, появи-

ся возможность расшифровки деталей тектонического строения региона. Во-вторых, для палеогеографических реконструкций крайне важно установить, в отложениях какого возраста встречаются те или иные переотложенные карбонатные тела.

Триасовая система, благодаря трудам Л. Д. Кипарисовой, Ю. Д. Захарова, А. И. Жамойды, И. В. Бурий, Г. И. Бурий, Н. К. Жарниковой и других, является одной из наиболее изученных систем на Дальнем Востоке. Для нижнего триаса разработана достаточно детальная зональная шкала, а в верхнетриасовых отложениях выделен целый ряд слоев с фауной. Не установлены низшие стратоны только для ладинского и карнийского ярусов. Попытка выделения в последнем ярусе двух региональных горизонтов, с нашей точки зрения, мало удачна, так как они не прослеживаются по территории и при их выделении не был в достаточной мере использован биостратиграфический метод.

Детальная стратиграфия юрских отложений Дальнего Востока в настоящее время находится в стадии становления. Выделены лоны (две в верхнем плинсбахе, одна в нижнем тоаре, две в аалене [13], а в последнее время [21] в батских и келловейских отложениях — еще четыре) и многочисленные слои по данным изучения аммонитов и двустворок. Эти подразделения по объему больше «стандартных зон», что в первую очередь объясняется неравномерной насыщенностью разрезов остатками ископаемых моллюсков в разных структурно-фациальных зонах. Тем не менее региональная биостратиграфическая шкала является неплохим «инструментом» при расчленении и корреляции юрских отложений по всему региону.

В меловых отложениях Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей выделены региональные горизонты. В большинстве они по объему примерно соответствуют ярусам общей стратиграфической шкалы, меньшая часть их — нескольким ярусам, но есть также горизонты, объем которых отвечает подъярусам. Выделению этих стратонов не всегда предшествовало установление слоев с фауной (флорой) и лон, а также выяснение их пространственной протяженности. Только для морских нижнемеловых отложений Сихотэ-Алинской складчатой области В. П. Коноваловым выделены слои с фауной, которые в большинстве своем соответствуют частям таких горизонтов. При этом в берриасских и валанжипских отложениях выделенные слои с фауной близки к понятиям лон, в то время как для более молодых толщ они еще далеки от этого.

Стратиграфическая схема верхнего мела Сахалина весьма детально разработана В. Н. Верещагиным, Т. Д. Зоновой, М. А. Пергаментом, Н. Б. Сальниковой и другими исследователями.

Она основана на данных изучения аммонитов, а также иноцерамов и других двустворчатых моллюсков. Однако обращает внимание недостаточная сбивка подразделений аммонитовой и иноцерамовой шкал. Трудно пока сказать, является ли это результатом объективных причин (различие в темпах эволюции и расселения нектонных и бентосных моллюсков и т. п.) или недоработкой самих шкал. Вероятнее всего первое предположение, поскольку все же для стратонов, выделенных по бентосным организмам (иноцерамам и гастроподам), наблюдается почти полное совпадение. Изучение гастропод начато совсем недавно, но полученные результаты обнадеживают, и брюхоногие моллюски станут весьма перспективной группой для проведения детальных стратиграфических и биомических исследований [25]. Иерархия низших стратонов верхнего мела Сахалина, как и других систем Дальнего Востока, в должной мере неупорядочена, поскольку не всегда выяснена их пространственная протяженность.

Современная схема третичных отложений Сахалина была предложена в 1974 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании в Петропавловске-на-Камчатке и утверждена МСК в 1978 г. Она основана на данных изучения моллюсков (Л. С. Жидкова, Т. Г. Калишевич, В. О. Савицкий), фораминифер (Н. А. Волошинова, В. Н. Кузнецова, Л. С. Леоненко, Л. И. Митрофанова), диатомовых водорослей (А. П. Болдырева), палинофлоры (Н. Я. Брутман, Н. М. Грохотова). Наиболее дробные единицы этой схемы — горизонты. Они неравномерно охарактеризованы остатками ископаемых организмов, что вызывало большие трудности при сопоставлении схем стратиграфии Северного и Южного Сахалина. В последние годы В. О. Савицкий, Л. И. Митрофанова, В. П. Болдырева, Н. М. Грохотова и другие детально изучили третичные отложения Пограничного прогиба (Восточный Сахалин), где выделены и прослежены слои с фауной по данным изучения моллюсков и фораминифер. В результате появилась возможность для более обоснованного сопоставления стратиграфических схем Южного и Северного Сахалина. Выделенные фораминиферовые слои Л. И. Митрофановой установлены и севернее, в Луньско-Намшинском прогибе и до бассейна р. Даги, где их состав резко меняется.

До пяти диатомовых зон из числа характерных для всего северотихоокеанского кольца [33, 34] проследила В. П. Болдырева по всей территории Сахалина. Восемь палинокомплексов установили Н. М. Грохотова и Л. А. Табокова в пределах Пограничного прогиба. Ряд из них имеет более широкое распространение. По-видимому, вмещающие эти палинокомплексы отложения могут отвечать слоям с палинофло-

рой. Для всех упомянутых стратонов необходимо проследить их протяженность в пределах всего Сахалина. Для третичных отложений Сахалина крайне желательно изучение планктонных фораминифер и радиолярий, что может дать много интересного для межрегиональных корреляций и расчленения отложений, вскрытых скважинами на шельфе.

Степень изученности низших стратонов фанерозойских отложений Дальнего Востока и Сахалина пока невысокая. В известной мере такое положение объясняется спорадическим распределением остатков ископаемых организмов в толщах, сложной дислоцированностью пород и слабой их обнаженностью. Вследствие этого хорошие опорные разрезы, в которых возможны послойные сборы фауны и флоры, очень редки. К ним, в частности, относится разрез меловых отложений по р. Найбе на Сахалине, планомерное и всестороннее изучение которого проводилось группой геологов под руководством В. Н. Верецагина. Однако отмеченные сложности не исключают возможности выделения и прослеживания низших стратонов, а только в значительной мере осложняют исследования и требуют разработки особой методики анализа. В целом надо иметь в виду, что именно через выделение и прослеживание низших стратонов будет происходить внедрение экологического подхода в стратиграфию, ибо эти работы неразрывно связаны с познанием биомии древних бассейнов. Развитие исследований в этом направлении обеспечит внедрение современных системно-структурных методов в био-стратиграфию [23].

Исследования подобного типа уже начинались на Сахалина [2, 4 и др.]. Они помогли выяснить основные черты палеогеографии и характер фаунистических группировок в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях. Однако теперь, когда накопились новые данные по стратиграфии этих толщ и по составу содержащихся в них ископаемых остатков организмов, такие исследования необходимо продолжить на новой основе и с большей степенью детальности. Имеющиеся данные позволяют предполагать значительную дифференциацию Сахалинских бассейнов прошлого. Так, при изучении разрезов примерно от широты пос. Гастелло и далее к северу обнаруживается, что в этом направлении: 1) возрастает роль песчаников, гравелитов и конгломератов в меловых и неогеновых толщах; 2) появляются пласты угля в тех же толщах (арковская и верхнеудуйская свиты промышленно угленосны); 3) появляются и постепенно становятся все более частыми остатки моллюсков, предпочитавших опресненные морские воды: устриц, тригоний и каллистин в меловых толщах, кардиумов, корбикул и других — в неогеновых. Отмеченные особенности

могут быть следствием влияния дельты крупных рек — пра-Амура и пра-Амгуни, стекавших с континента. О существовании их в неогеновом периоде уже высказывались предположения [16, 27 и др.], однако они, возможно, существовали и в поздне меловую эпоху (поздний турон — коньяк?). Вместе с тем подобные изменения разрезов и содержащихся в них остатков организмов некоторые исследователи объясняют регрессией морского бассейна в отдельные моменты его истории [1, 3 и др.]. Изучению причин, обусловивших упомянутые закономерности, необходимо уделить самое пристальное внимание, поскольку то или иное решение вопроса может существенно повлиять на оценку перспектив нефтегазоносности Сахалина. Известно, что без выяснения палеобиогеографического положения рассматриваемого региона трудно понять закономерности формирования сообществ фауны, а следовательно, и проводить достаточно обоснованные межрегиональные корреляции.

В кембрийском периоде, как подчеркивают Г. В. Беляева и О. Г. Окунева [19], Дальний Восток находился на стыке Тихоокеанской и Индоавстралийской областей. Именно через Дальний Восток пролегал как широтные межконтинентальные пути расселения фауны (трилобиты, археоциаты и др.), так и меридиональные (вплоть до современной Австралии). В то время область Тетис как самостоятельная биохория высшего порядка вряд ли существовала, так как общеизвестно сильное различие кембрийских фаун притихоокеанских и приатлантических районов.

Дальний Восток занимал ключевую позицию в весьма своеобразной обстановке в девоне. Образовавшийся в то время центрально-американский пролив способствовал миграции брахиопод, трилобитов, мшанок, кораллов и другой фауны апалачского типа с востока на запад через Тихий океан на Дальний Восток, а затем вдоль южного берега Ангариды до Джунгаро-Балхашской провинции. Пути расселения средиземноморской фауны (с запада на восток) проходили севернее и южнее указанного. По первому из них, северному, многие роды и виды брахиопод, кораллов, фораминифер и других групп фауны, как неоднократно указывали М. А. Ржонсницкая, В. Н. Дубатово, Н. Я. Спасский и другие, мигрировали из Урало-Тяньшаньской биохории в Индигиро-Колымскую, из которой проникали к югу до района современных Шантарских островов. Именно там, в восточной части Монголо-Охотской складчатой области, наблюдается самое восточное в Евразии «соприкосновение» западноевропейской и апалачской фаун, на что обращала внимание Г. Р. Шишкина [30].

В девонском периоде вполне оформилась

восточная часть области Тетис\*. М. А. Ржонсницкая [19] считает, что через нее проходил второй, южный путь западноевропейских сообществ брахиопод и других групп фауны (Индия, Южный Китай, Индокитай вплоть до Восточно-Австралийской провинции). В первой половине девона существовала связь Восточно-Австралийской провинции с Джунгаро-Балхашской и Алтае-Саянской через Монголо-Охотию [12, 9 и др.]. Это свидетельствует о наличии в то время меридиональных путей миграции вдоль восточных окраин Казантии.

Западная часть области Тетис как палеобиогеографическая единица в девоне, вероятно, еще не сложилась: общеизвестно различие девонских фаун востока Северной Америки и Старого Света, хотя для живецкого века и отмечается некоторое сходство состава фораминифер и брахиопод Западной Европы, Северной Африки и Апалачской провинции [22, 29].

В позднем палеозое биогеографическая ситуация несколько изменилась. Хотя центральноамериканский пролив, скорее всего, и продолжал существовать, но его влияние в отдельные века карбона и перми сказывалось лишь на сообществах фораминифер Японии и Сихотэ-Алиня, о чем можно судить по данным А. П. Никитиной [18]. Только в раннем висте оно доходило до Среднеазиатской провинции, где в составе брахиопод А. Я. Гладченко [8] указывает присутствие целого ряда североамериканских видов. Это влияние сказывалось и на сообществах брахиопод, развитых в вистейских отложениях Центрального Казахстана.

Западная Палеоафрика находилась в позднем палеозое под большим воздействием восточной части Тетиса и образовавшихся, благодаря усилившейся климатической зональности, биохорий Сибирского пояса [32]. Из последних по западным и северным окраинам морей, омывавших Ангариду, через Монголо-Охотию шло проникновение на запад вплоть до Центрального Казахстана своеобразных весьма обедненных сообществ фораминифер. Вместе с тем, по-видимому, вдоль южной кромки тех же морей происходило проникновение тетической фауны (и в первую очередь фораминифер) из Средней Азии в Уссурийско-Корякскую провинцию. Не исключено, что между последней и восточной частью области Тетис сохранились меридиональные пути миграции, существовавшие еще в де-

\* Область Тетис, как биохория высшего порядка, возникла, по-видимому, не сразу. Самой древней является ее центральная часть, под которой авторы понимают собственно Средиземноморье. В качестве западной (наиболее молодой) части области принимается пространство, лежащее к западу от Средиземноморья и включающее также Центральную Америку и юг Северной Америки, а в качестве восточной ее части — юг Азиатского континента.

воне. В поздней перми, когда стала затрудненной непосредственная связь между Дальним Востоком и Средней Азией, обмен фауны вдоль восточных окраин Катазии усилился [15]. Таким образом, в позднем палеозое какое-то время, вероятно, существовала своеобразная биогеографическая структура, в которой узловыми позициями занимала Средняя Азия, Сихотэ-Алинь и Юго-Восточная Азия.

К началу триасового периода оформилась вся область Тетис, и формирование тихоокеанской фауны происходило под влиянием мигрантов как из западной, так и из восточной ее части, что хорошо устанавливается по сообществам аммоноидей, известных на Дальнем Востоке [19]\*.

В юре сообщение Пацифики с восточной частью области Тетис периодически полностью прекращалось (синемюр, киммеридж), а центральноамериканский пролив, по данным К. М. Худолея [19], продолжал существовать. Однако мигранты из западной части области Тетис, как правило, не проникали далеко на север. Во всяком случае сообщества юрской фауны Дальнего Востока формировались под влиянием бореальных биохорий.

Для второй половины мезозоя наиболее интересным является установление того момента, с которого началось обособление Северо-Тихоокеанской области. В конце раннего мела основной обмен фауной происходил на Дальнем Востоке с западной частью Тетиса через центральноамериканский пролив [19]. Прямой связи с восточной частью океана Тетис Дальний Восток, скорее всего, не имел, или же она была весьма ограниченной, причем обмен, по-видимому, шел только в одностороннем порядке, с востока на запад. В связи с этим заслуживает особого изучения возможная роль Юго-Восточной Азии, как своеобразного «клапана одностороннего действия» или барьера, отделившего со второй половины мелового периода восточную и западную части этой палеобиохории высшего порядка. Последнее предположение находит подтверждение в некоторых тектонических построениях по Юго-Восточной Азии [5].

В позднемеловую эпоху влияние Тетиса на состав фаун Дальнего Востока, как и других районов Северной Пацифики, практически не ощущалось [20, 25 и др.]. Не исключено, что в это время закрылся пролив, существовавший в Центральной Америке по крайней мере с девона. Такое допущение подтверждается мнением Ф. Сола [35] о существенных различиях сообществ гастропод на Тихоокеанском побережье и в Западном Внутреннем Районе США, которые он связывал со «слабыми возможностями

обмена» между упомянутыми районами, начиная с турона. Конечно, такие тетические моллюски, как тригонии, продолжали там существовать. Однако все они принадлежали местным видам, вероятно, потомкам прежних мигрантов из Средиземноморья.

Расселение фауны в Северной Пацифике, по-видимому, начиная с девона, контролировалось системой широтных и меридиональных течений, близкой к современной. Благодаря наличию проливов в Центральной Америке и Юго-Восточной Азии почти до конца раннего мела в это расселение включались элементы тетической фауны, а в палеозое, кроме того, и своеобразной аппалачской. В позднем мелу, вероятно, началось закрытие этих проливов, и система течений становилась все более замкнутой. Это привело к постепенно усиливающейся, особенно в кайнозое, изоляции Северо-Тихоокеанской биохории. Вместе с тем одной из интересных особенностей неогена Северной Пацифики является распространение теплолюбивых видов фораминифер родов *Ammonia* и *Asteroammonia* в высоких широтах. Они были описаны сначала из миоцена и плиоцена Японии, Сахалина, Западной Камчатки, а в настоящее время Л. И. Митрофанова обнаружила их в среднемиоценовых отложениях Чукотки (Хатырская впадина). Подобное проникновение теплолюбивых форм так далеко на север весьма необычно. Не исключено, что в среднемиоценовое время теплое течение проходило вдоль Азиатского материка вплоть до Чукотки.

Влияние бореальной фауны на дальневосточную позднего мезозоя и кайнозоя еще не изучено в деталях, хотя и допускается рядом исследователей [20 и др.]. Этот вопрос прежде всего связан с выяснением начальных этапов существования Берингийской суши и выходит за рамки настоящей статьи.

Климатические флуктуации в позднем мелу и кайнозое обусловили существенную вариацию сообществ ископаемых организмов, сменяющих друг друга по разрезу, и предопределили широкое применение на Дальнем Востоке методов климатостратиграфии. Последние широко используются В. А. Красиловым, А. Г. Аблаевым и другими исследователями при изучении листовых флор, В. С. Пушкарем, Л. М. Долматовой при исследовании диатомей и постепенно начали внедряться и в работы малакологов применительно к меловым и кайнозойским моллюскам (Ю. Б. Гладенков, В. П. Коновалов, В. Н. Синельникова, В. Д. Худик и др.).

Безусловно, рассмотренная общая схема развития палеобиогеографических связей Дальнего Востока далека от совершенства. Она нуждается в дальнейшей проверке, обосновании и детализации целого ряда моментов, но позволяет в первом приближении представить общий

\* Некоторые исследователи считают, что формирование западной части области Тетис закончилось лишь к концу ранней юры [10, 11].



характер эволюции этих связей в фанерозое.

В заключение подчеркнем следующее. Уникальность палеобиогеографического положения Дальнего Востока заключается в том, что благодаря существовавшей системе течений все крупные изменения биогеографических связей в Тихоокеанском секторе Земли так или иначе запечатлевались в характере дальневосточных сообществ фауны, т. е. в палеонтологической характеристике низших стратонтов. Поэтому осу-

ществление намечаемого детального изучения этих стратонтов на базе бионимического районирования создаст надежную основу не только для решения задач, связанных с познанием рудоносности и нефтегазоносности отдельных районов Дальнего Востока, но и, в свою очередь, для выяснения и уточнения целого ряда вопросов палеобиогеографии. Все это будет способствовать успешному проведению как региональной, так и межрегиональной корреляции.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М. Остров Сахалин. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1973.
2. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974.
3. Верецагин В. Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977.
4. Волошинова Н. А., Леоненко Л. С. Палеоэкология фораминифер и их значение для стратиграфии и выяснения условий образования осадков (на примере фораминифер окобыкайской свиты Сев. Сахалина).— В кн.: Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск: Наука, 1973.
5. Гатинский Ю. Г. Геокинематические реконструкции юго-восточной части Азиатского континента в позднем фанерозое (статья II).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 5.
6. Геккер Р. Ф. Палеоэкологический метод на службе детальной стратиграфии и его распространение на отложения больших глубин.— В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя сев.-зап. части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969.
7. Геккер Р. Ф. Экология населения древних бассейнов и стратиграфия. Л.: Наука, 1980. (Тр. 22 сессии Всесоюз. палеонтологического Об-ва).
8. Гладченко А. Я. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Приконкульского района Киргизии. Фрунзе: Илим, 1960.
9. Грацианова Р. Т. Элементы австралийской фауны среди брахиопод девона Алтае-Саянской области.— В кн.: Палеонтология, стратиграфия и палеобиогеография девона и карбона Сибири. Новосибирск: Наука, 1975.
10. Дагис А. А. Палеобиогеографическое районирование позднего плинсбаха и тоара по аммонитам.— В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. (Тр. ИГиГ, вып. 80).
11. Дагис А. С. Основные закономерности географической дифференциации триасовых брахиопод.— В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. (Тр. ИГиГ, вып. 80).
12. Дубатовов В. Н., Каплун Л. И., Сенкевич М. А. Биогеография Казахстана в девонский период.— В кн.: Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977.
13. Коновалова И. В. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений Южного Приморья.— В кн.: Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток, 1977.
14. Красилов В. А. Палеоэкология наземных растений (основные принципы и методы). Владивосток, 1972.
15. Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: ЛГУ, 1963.
16. Мишаков Г. С. К вопросу о палеогеографии Северо-Сахалинского неогенового седиментационного бассейна.— В кн.: Результаты исследований по геологии и нефтегазоносности Сахалина. 1969. (Тр. ВНИГРИ, вып. 255).
17. Найдин Д. П. О соотношении биостратиграфических и палеобиогеографических подразделений низшего ранга.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 78.
18. Никитина А. П. К вопросу о зоогеографическом районировании морей Тихоокеанского пояса в карбоне и перми по фузулиядам.— В кн.: Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1977.
19. Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М., 1979.
20. Пергамент М. А. Стратиграфия и иноперамы верхнего мела Северного полушария. 1978. (Тр. ГИН, вып. 322).
21. Полуботко И. В., Сей И. И. Расчленение среднеюрских отложений восточной части СССР по митилоцерамам.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1981, № 12.
22. Поярков Б. В. Биогеография фораминифер девона.— В кн.: Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977.
23. Поярков Б. В. Об общих принципах проведения границ естественных тел на геолого-географическом уровне организации вещества. Владивосток, препринт, 1981.
24. Пояркова З. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-востока Средней Азии и особенности распределения двусторчатых и брюхоногих моллюсков. Автореф. док. дис. Л.: ВНИГРИ, 1973.
25. Пояркова З. Н. Брюхоногие моллюски морского мела Дальнего Востока.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982.
26. Пояркова З. Н., Поярков Б. В. Стратиграфические подразделения низшего и высшего рангов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.
27. Сметов Е. М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. 1953. (Тр. ВНИГРИ, вып. 6).
28. Соколов Б. С. Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Л.: Наука, 1980. (Тр. 22 сессии Всесоюз. палеонтологического об-ва).

29. Шерли Дж. Распространение раннедевонской фауны.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии, М.: Мир, 1968.
30. Шишкина Г. Р., Рогонов Г. В., Кисляков С. Г., Вольский А. С. Девон юга Дальнего Востока и задачи его дальнейшего изучения.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
31. Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1977.
32. Юферев О. В. Карбон Сибирского биогеографического пояса. Новосибирск.: Наука, 1973.
33. Koizumi J. Late cenozoic Diatom biostratigraphy in the circum — north Pacific Region. Journ. Geol. Soc. Japan, 1975, v. 81, N 10.
34. Koizumi J. Neogene diatoms from the Sea of Japan. Mar. Geol., 1978, v. 26.
35. Sohl N. F. North American Cretaceous Biotic Provinces delineated by Gastropods. Proc. N. Amer. Paleont. Conv., Chicago, 1969. Part L. Lawrence, Kans. 1971.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
ТИГ ДВНЦ АН СССР  
ПГО Приморгеология  
Владивосток  
ЧГО Сахалингеология  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
10 марта 1982 г.

*Г. Ф. Уфимцев*

## ПРИНЦИПЫ И СОДЕРЖАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА

*(опыт составления карт новейшей тектоники  
дальневосточного региона)*

Объектом неотектоники является современный рельеф и коррелятные ему отложения, изучаемые с целью выделения и изучения структурных форм по геоморфологическим признакам и реконструкций геологических процессов, создавших эти структурные формы. Неотектоника реализует путь «от рельефа к структуре» и является практической реализацией идеи В. Пенка о том, что геоморфологические исследования дополняют тектонические данные при познании эндо-

генных процессов. В соответствии с задачами неотектоники в ней существуют два направления: структурно-морфологическое (изучение неотектонических дислокаций, их районирование, составление соответствующих карт) и историко-генетическое (реконструкция эндогенных процессов рельефообразования и этапов их проявления). Практическая их реализация иллюстрируется на примере изучения новейшей тектоники Дальнего Востока СССР.

При составлении неотектонических карт обычно используется принцип выделения геоструктурных областей, различающихся по интенсивности и направленности новейших тектонических движений [8—10]. Этот принцип разработан применительно к изучению неотектоники материковых областей и необходимым условием его применения служат хорошая изученность геологической структуры и выделение регионально развитой цикловой поверхности выравнивания типа пенеплена. При создании неотектонических карт территорий, включающих материковые и океанические области и переходную между ними зону, использование этого принципа малоэффективно. Геологическая изученность шельфовых и океанических зон такова, что суждения о их тектонической структуре часто не выходят за рамки предположений. Отсутствуют и единые поверхности выравнивания.

Составление обзорных карт, которые заключали бы в себе однозначную характеристику неотектонической структуры территорий, включающих несколько геоморфологических уровней Земли, требует дальнейшей разработки и совершенствования основных понятий неотектоники и геоморфологии. С необходимостью подобного рода исследований мы столкнулись при составлении моделей неотектонической структуры дальневосточного региона: 1) карты новейшей тектоники Дальнего Востока (территории восточнее линии, соединяющей устье Яны и верховье Амура, включая дно акваторий окраин-

ных морей и северо-западной части Тихого океана); 2) карты неотектонических форм региона Байкало-Амурской магистрали. Оказалось необходимым дать ясное определение объекта исследований и цели неотектонического анализа в соответствии с современными задачами этого научного направления. Другая задача — определение основных понятий неотектоники, на основе которых можно было бы развернуть систему понятий и соответствующих им терминов.

Существует несколько основных определений понятия «неотектоника» («новейшая тектоника»). В определении В. А. Обручева [11] это структура земной коры (структурные формы), созданные молодыми тектоническими движениями. В этом определении, следовательно, предпочтение отдается структурным аспектам неотектонического анализа. В других определениях основное внимание уделено геологическим процессам, создающим в основных чертах современный рельеф и рассматриваемым либо вообще [24, 25], либо в рамках неоген-четвертичного времени [8]. Следует отметить, что процессы формирования рельефа являются целью неотектонических построений и служить объектом исследования не могут, хотя бы в силу невозможности прямого их наблюдения. За исключением современных тектонических движений, они являются продуктом историко-генетических реконструкций. Специфика неотектоники, как особого научного направления, заключается в широком, если не в преобладаю-

щем, использовании геоморфологических методов исследования. Эта методологическая особенность неотектоники особо подчеркивается в ряде определений [1, 6, 7].

Основные определения неотектоники в совокупности характеризуют научное направление, изучающее современный рельеф и коррелятные ему отложения для геологических (тектонических) целей и потому широко используемое геоморфологические методы исследования. Неотектоника по целям и задачам близка к структурной геологии, отличаясь от последней объектом исследования (рельеф и коррелятные ему отложения). Можно предложить следующее ее определение: неотектоника (новейшая тектоника) изучает рельеф и коррелятные ему отложения с целью выделения и изучения особого рода структурных форм по геоморфологическим признакам и реконструкций процессов, создавших эти формы (их происхождения, истории развития). Согласно этому определению неотектоника реализует путь «от рельефа к структуре» и вводит в тектонический анализ широкий круг проблем, решить которые геологическими и геофизическими методами трудно или невозможно, например, выявление тектонических процессов, не изменяющих существенно геологической структуры, но определяющих формирование рельефа и аллювиальных отложений в долинах. Неотектоника является практической реализацией идей В. Пенка [12], указавшего, что тектонические и геоморфологические исследования при познании эндогенных процессов взаимно дополняют, но не заменяют друг друга.

При неотектоническом анализе решаются две задачи. Первая состоит в выделении и всесторонней характеристике структурных форм, изучения их пространственных сочетаний, районировании. В решении этой задачи используются «тектноморфные» свойства рельефа, строение и условия залегания толщ коррелятных отложений. Вторая задача включает изучение вопросов, связанных с происхождением и историей развития неотектонических структур, реконструкцией геологических процессов, определяющих формирование современного рельефа, включая возраст их проявления. При решении этих вопросов, кроме результатов изучения рельефа и коррелятных отложений, широко используются геолого-геофизические материалы, т. е. привлекаются результаты работ смежных научных направлений. Первая задача неотектоники является морфологической (или структурно-морфологической) и решается путем исследования собственного объекта. Вторая задача включает вопросы историко-генетического характера, решение которых во многих случаях не может быть однозначным и требует привлечения геологических и геофизических

данных. Эти задачи по своему характеру близки таковым в тектонике и при их решении вполне возможно применение аналогичных подходов [3].

Вопрос о том, решение какой задачи является наиболее важным, лишен смысла. И морфологическая характеристика неотектонических структур, и их происхождение и развитие составляют полный комплекс, обеспечивающий плодотворное развитие неотектоники. Скорее существует необходимость определения разумной доли морфологических и историко-генетических построений при изучении неотектоники различных областей и последовательности операций в общем ходе анализа. Кроме того, необходима разработка основных (исходных) понятий неотектоники и методических приемов, эффективных при решении различных вопросов. В особенности это касается структурно-морфологического направления и общей последовательности неотектонического анализа в целом. Развитие неотектоники происходило таким образом, что наиболее разработанными оказались исходные понятия, принципы и методические приемы, используемые при решении вопросов историко-генетического характера [8, 10, 20—22, 25]. Их решению, например, способствует принцип выделения геоструктурных областей по амплитуде и направленности неотектонических движений, использованный при составлении многих карт новейшей тектоники. В структурно-морфологическом направлении наиболее разработаны методы морфометрического анализа [19]. Однако наши знания о том, какие структурные формы определяют основные черты рельефа, еще невелики. Часто морфология таких структурных форм не исследуется, а постулируется, после чего дальнейшие построения имеют историко-генетический характер. Например, обычно указывается на сводово-глыбовый (глыбово-сводовый) характер поднятий крупнейших горных сооружений юга Дальнего Востока. Эти утверждения, естественно, имеют и определенные следствия. Специальный морфологический анализ неотектонических форм юга Дальнего Востока привел к выводу, что здесь имеются и сводовые, и глыбовые горные сооружения, механизм формирования которых существенно различен [18]. Чаще всего морфология неотектонических дислокаций на картах новейшей тектоники передается в неявном виде, посредством изолиний амплитуд тектонических движений за определенный интервал геологического времени. Но гораздо более рационально выделять неотектонические дислокации на основе прямых и проверяемых геоморфологических признаков и непосредственно их изображать на картах новейшей тектоники.

Выбор последовательности неотектонического анализа должен быть осуществлен с учетом

опыта близких научных направлений, прежде всего структурной геологии и тектоники. Выяснению генезиса и истории развития структурных форм и геологических структур предшествует анализ их строения, осуществляемый на основе прямых геологических признаков. Такая же последовательность должна быть принята и при обзорном неотектоническом анализе и заключается в выделении и изучении неотектонических дислокаций для построения соответствующей морфологической карты новейшей тектоники; выявлении генезиса и истории развития неотектонических дислокаций; реконструкции амплитуд неотектонических движений (результаты анализа могут быть представлены в виде карт амплитуд неотектонических движений или типов геологических процессов, определяющих развитие современного рельефа). Такой последовательности мы придерживались при составлении карт новейшей тектоники Дальнего Востока и региона БАМ. Целью являлось создание статических моделей неотектонической структуры материковых, шельфовых и океанических областей региона на основе единого методического подхода. Такие модели неотектонической структуры обладают в сравнении с моделями историко-генетическими определенными преимуществами при решении ряда тектонических проблем. Поскольку при создании статической модели используются геоморфологические материалы, то сопоставление новейшей тектоники с геологической структурой и глубинным строением литосферы не приводит к логическому кругу. Это позволяет выявить устойчивые статистические или парагенетические связи новейшей тектоники с геологической структурой и осуществлять геологический прогноз по геоморфологическим признакам. Такой прогноз в настоящее время с успехом применяется во многих направлениях — металлогенических исследованиях, сейсмическом районировании и в других. Существуют большие возможности использования неотектонических построений при прогнозе глубинного строения земной коры. Нельзя не учитывать лучшей изученности рельефа по сравнению с геологической структурой, в особенности в пределах акваторий, где до настоящего времени районирование основывается в основном на данных о подводном рельефе, и на существующих тектонических картах на акваториях изображены элементы новейшей тектоники [13—16].

При составлении карты новейшей тектоники Дальнего Востока использовано исходное понятие «неотектоническая форма» — структурная форма, выделенная по геоморфологическим признакам. На основе его составлена система понятий, позволяющая в удобной для геолога форме охарактеризовать неотектоническую структуру Дальнего Востока, региона, рельеф

которого включает несколько геоморфологических уровней в понимании К. К. Маркова [5].

Определение понятия «неотектоническая форма» нуждается в некоторых пояснениях. Если структурные формы в геологии устанавливаются обычно путем изучения поверхностей, однородных по возрасту и происхождению, то основой выделения неотектонических форм служит рельеф во всем его многообразном сочетании поверхностей (грапей) различного возраста и происхождения и находящихся в постоянном изменении. В пределах одной и той же неотектонической формы вершинная поверхность рельефа может быть составлена реликтами нескольких поверхностей выравнивания, отдельные отстающие в воздымании блоки могут быть дополнительно переуглублены врезающимися в них реками или за счет развития долинных педиментов. Неотектонические формы нельзя полностью отождествлять со структурными формами. В их строении так или иначе сказывается эффект проявления экзогенных процессов. Это своеобразный класс тектонических образований, ограниченных сложными комбинациями элементарных поверхностей и развивающихся в большинстве случаев в условиях сложившейся геологической структуры, вследствие проявления постумных движений. Поэтому изучение неотектонических форм приобретает особую важность для районов, практически лишенных покрова кайнозойских отложений, где распространены эвгимнические структурные формы (по терминологии Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого [4]).

Создание структурно-морфологической модели новейшей тектоники предъявляет определенные требования к используемым свойствам современного рельефа. Они должны удовлетворять следующим требованиям: наличие связи с элементами геологической структуры, которая устанавливается путем сопоставления и может быть парагенетической или статистической; равномерное распределение по изучаемой территории; реальное существование и хорошее отображение на топографических картах, что позволяет широко применять морфометрические методы исследования. При составлении карты новейшей тектоники Дальнего Востока использованы геометрический рисунок речной сети и вершинная поверхность, которые обладают в регионе четкими связями с геологической структурой и глубинным строением. Обработка этих свойств осуществлена на топографических картах по разработанной методике [17]. При изучении неотектоники шельфовой и океанической областей использованы батиметрические и навигационные карты. Была построена карта вершинной поверхности (карта тектонического рельефа), которая подверглась тектонической

интерпретации с выделением неотектонических форм нескольких порядков и рангов. Ранг форм определялся по их размерам, а порядок устанавливался по их соподчиненности и последовательности выделения. Объекты I ранга имеют площадь  $10^7$  км<sup>2</sup> и более, II ранга — около  $10^6$  км<sup>2</sup>, III ранга —  $10^{4-5}$  км<sup>2</sup> и IV ранга —  $10^{2-3}$  км<sup>2</sup>.

Порядки неотектонических форм находятся в иерархической соподчиненности примерно такого же типа, как и классификация рек [19]; неотектонические формы первого порядка объединяются в определенные пространственные группировки и составляют формы второго порядка и т. д. Такое построение выдерживается до четвертого порядка; при выделении объектов более высоких порядков используются дополнительные признаки. Выделены неотектонические формы шести порядков. К первому порядку отнесены структурные поверхности — участки с однородной морфологией тектонического рельефа. Это субгоризонтальные или наклонные поверхности различной крутизны, выпуклые изгибы и несколько видов неотектонических нарушений, выделяемых по особенностям морфологии вершинной поверхности или рисунку гидросети. Сочетания структурных поверхностей образуют простые неотектонические формы, среди которых выделяются ступени и погруженные блоки, простые и наклонные горсты, сводовые поднятия, полусводы и впадины, а также аккумулятивные (построенные) формы — вулканические массивы. Составные неотектонические формы, представляющие сочетание простых форм и структурных поверхностей, относятся к объектам третьего порядка. Теоретически их можно выделить много, и в большинстве они лишены геологического смысла либо могут быть описаны простыми формами. Исключения составляют ступенчатые глыбовые поднятия трех видов, имеющие одинаковую размерность с объектами 1—2 порядков и широко распространенные.

Неотектонические формы 1—3 порядков на карте показаны неделимыми. Они образуют множество, достаточное для описания неотектоники региона и выделения основных типов неотектонических зон, представляющих объекты четвертого порядка. Каждая зона включает определенный набор структурных поверхностей и неотектонических форм, причем последние должны занимать определенные положения и находиться в закономерных пространственных отношениях.

Среди неотектонических зон, используя дополнительные признаки, можно выделить их разновидности. По форме могут быть выделены изометрические, удлинённые, вытянутые и линейные зоны. Поскольку наши знания о рельефе дна океана и окраинных морей еще невели-

ки, неотектоническое районирование на уровне зон не удается осуществить с одинаковой подробностью. В пределах же материковых областей удается выделить много разновидностей неотектонических зон, различающихся в деталях своих структур.

Совокупности неотектонических зон образуют неотектонические области — горообразования или равнинно-платформенные (пятый порядок объектов). Отнесение зон к той или иной области осуществлено по градиентам тектонического рельефа. В свою очередь, неотектонические области располагаются на различных гипсометрических уровнях, главные из которых имеют глобальное значение, хорошо отображены на гипсографической кривой и являются внешним выражением крупнейших структурных элементов литосферы Земли — материков, океанов и переходной между ними зоны. В соответствии с этим выделяются три глобальные ступени: материковая, океаническая и переходная (шестой порядок объектов). В пределах каждой из ступеней высоты вершинной поверхности (тектонического рельефа) имеют большие колебания, однако существуют и средние уровни высот (глубин), для материковой и океанической ступеней хорошо отображенные на гипсографической кривой (+ 300 и — 4700 м соответственно). Переходная глобальная ступень не имеет четкого отображения на гипсографической кривой и поэтому ее выделение в известной мере условно. Эта глобальная ступень обладает наибольшими изменениями высот тектонического рельефа — от днащ глубоководных желобов до вершин вулканических массивов островных дуг. Среднему уровню соответствуют положения днащ глубоководных котловин окраинных морей.

Особое положение занимает континентальный склон. Эта неотектоническая зона не может быть отнесена к какой-либо области или глобальной ступени, представляя особого рода пограничное образование [9].

При составлении специальных карт большое значение имеет соотношение изображаемых объектов и изобразительных средств. На Карте новейшей тектоники Дальнего Востока изобразительные средства использованы следующим образом. Способом качественного фона показаны неотектонические формы, причем цветом отображены зоны, а штриховкой — структурные поверхности, простые и составные неотектонические формы. Способом линейных знаков показаны неотектонические нарушения. Способом изолиний отображена морфология вершинной поверхности (тектонический рельеф). Способом значков (внемасштабные знаки) показаны вулканические формы (вулканические конусы, кальдеры, маары и другие). Способом ареалов на карту может быть нанесена специальная

нагрузка или неотектонические формы, выделенные по дополнительным признакам.

Карта новейшей тектоники Дальнего Востока достаточно полно характеризует особое рода структурные формы, сформированные молодыми тектоническими движениями, синхронными формированию современного рельефа. Эта статическая модель неотектонической структуры региона с успехом может быть использована и использовалась при геологическом прогнозе: выделении районов, благоприятных по неотектонической структуре для формирования россыпных месторождений, при сейсмическом районировании, металлогеническом анализе, изучении глубинного строения земной коры. Карта является основой для решения целого ряда историко-генетических вопросов. Представляется важным решать при обзорном неотектоническом анализе следующие вопросы: возраст неотектонических форм, преобладающие типы неотектонических движений и их амплитуды, типы развития структуры земной коры на неотектоническом этапе.

Проблема определения возраста разнообразных структурно-геоморфологических объектов неоднократно обсуждалась в печати. Существуют два пути определения возраста неотектонических форм. Первый заключается в определении геологического (хрестостратиграфического) возраста неотектонической формы путем изучения коррелятивных отложений и выделения в геологических разрезах рубежей, соответствующих определенным преобразованиям изучаемой формы. Поскольку неотектонические формы выделяются и изучаются по свойствам современного рельефа, то определение их геологического возраста как длительности существования подобно предложенному для морфоструктур [23]. Его можно упростить и определять какой-либо рубеж возникновения этих образований. Наибольшее значение имеют два временных рубежа в формировании неотектонических форм. Первый — это время появления в геологической структуре элементов или проявление деформаций, благодаря которым возникла изучаемая неотектоническая форма. Это время возникновения неотектонической формы. Другой рубеж фиксирует время оформления неотектонической формы в современном виде. Многие дислокации возникли и оставались в «эмбриональном» состоянии либо испытывали неоднократные преобразования вплоть до уничтожения, а в современном виде оформились в неоген-четвертичную эпоху активизации тектонических движений. Таким образом, необходимо еще фиксировать и время оформления неотектонических форм. На неотектонических картах время возникновения и время оформления неотектонических форм удобно показывать возрастными индексами в виде дробей.

Существует необходимость определения и другого возраста неотектонических форм — морфологического, в понимании В. М. Дэвиса [2], как определенной стадии развития. Определение морфологического возраста осуществляется путем использования в основном геоморфологических материалов. Есть два основных способа определения этого возраста. Первый заключается в построении генетических рядов неотектонических форм по известной методике [26]. Положение неотектонической формы в генетическом ряду определяет ее возраст как стадию развития. Другой способ заключается в изучении пространственных взаимоотношений, из которых, используя определенные исходные утверждения, выводятся возрастные отношения исследуемых объектов. Определения морфологического возраста неотектонических форм и способом генетических рядов, и способом пространственных отношений имеют большое значение при выявлении генезиса, этапов и тенденций развития неотектонической структуры, нередко позволяя решить эти задачи по геоморфологическим данным. Например, изучение генетических рядов неотектонических форм в Прихотье позволило обосновать вывод о разрастании равнинно-платформенной области шельфа за счет окружающих областей горообразования.

Среди разнообразных вопросов неотектоники, связанных с изучением тектонических движений, представляется целесообразным особо выделить проблему механизмов развития неотектонических форм и типов горообразования. Ее разработка имеет большое значение и в практическом отношении, в особенности при прогнозе сейсмического режима. Впервые наиболее полно проблема типов горообразования была освещена Н. А. Флоренсовым [21], который выделил гобийский и байкальский типы горообразования. Существуют и другие пути развития неотектонических форм. Для внутриматериковых районов Азии характерны большие и длительно развивающиеся сводовые поднятия с сочетанием разломов и изгибов, не приводящие к образованию рифтовых впадин. Этот тип горообразования может быть назван даурским. В краевой части континента, в переходной и океанической глобальных ступенях изучение механизмов развития неотектонических дислокаций и типов горообразования — дело будущего.

Другая сторона проблемы неотектонических движений — определение их амплитуд. Сейчас существуют более или менее разработанные способы определения амплитуд неотектонических движений материковых областей. Они группируются в три основных направления. К первому относятся геологические методы, основанные на изучении коррелятивных отложений. Способы

другого направления основаны на исходном утверждении о существовании предорогешной единой поверхности выравнивания, в последующем деформированной. Амплитуды неотектонических движений восстанавливаются по положению остатков поверхностей выравнивания. Использование подобных методик требует изучения морфологии исходной поверхности выравнивания, выявления первичных колебаний высот. Поскольку отнесение исходного уровня отсчета амплитуд к уровню моря носит весьма условный характер, то желательна реконструкция положения поверхности выравнивания во время, предшествующее активизации тектонических движений.

Третья группа методов изучения амплитуд неотектонических движений основана на реконструкции тектонического рельефа путем выявления величин денудационного среза за неотектонический этап. Такого рода построения оказываются совершенно необходимыми для горных районов с альпийским рельефом, где древние поверхности выравнивания, как правило, не сохраняются.

При реконструкциях амплитуд неотектонических движений следует учитывать ранг или порядок неотектонических форм. На уровне зон изучаются амплитуды движений, благодаря которым созданы те особенности неотектонической структуры, которые могут быть охарактеризованы поверхностями, подобными зеркалам складчатости. Выявление амплитуд движений, создавших неотектонические формы низких порядков, требует детальных построений, в том числе всестороннего учета экзогенной составляющей рельефообразования.

На Карте новейшей тектоники Дальнего Востока историко-генетическая характеристика неотектонической структуры региона отражена на мелкомасштабной карте-врезке. На уровне неотектонических зон показаны: преобладающие типы неотектонических движений (сводные или глыбовые поднятия, складчатые, глыбовые и складчато-глыбовые дифференцированные движения и др.); отношение к геологической структуре (континентальная и океаническая платформе, области эпи платформенного и эпигеосинклинального горообразования, современная геосинклинальная область); геодинамические условия развития неотектонических форм (изостатическое воздымание, рифтовые процессы, развитие в условиях горизонтального сжатия и др.).

Таким образом, обзорный неотектонический анализ в его рациональном объекте должен включать решение структурно-морфологической задачи (выделение, описание особого рода структурных форм и их районирование) и затем реконструкцию эндогенных геологических процессов, формирующих рельеф, и установление основных интервалов проявления этих процессов. Основным объектом исследования неотектоники является рельеф. Изучение геологических тел при неотектоническом анализе следует ограничить рамками коррелятивных отложений. В описанном выше объеме неотектонический анализ служит дополнением к тектоническим построениям, а в некоторых случаях, особенно при изучении геологической структуры дна акваторий, играет роль предварительного исследования, позволяющего планировать геолого-геофизические работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника.— В кн.: Пробл. физ. геогр. Т. 15. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950.
2. Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. М.: ИЛ, 1962.
3. Косыгин Ю. А. Методологические вопросы системных исследований в геологии.— Геотектоника, 1970, № 2.
4. Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962.
5. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М.: ОГИЗ, 1948.
6. Мильков Н. Ф. Основные проблемы физической географии. М.: Высшая школа, 1967.
7. Несмеянов С. А. Принципы обособления неотектоники.— В кн.: Жизнь Земли. Вып. 8. М.: Изд-во МГУ, 1972.
8. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Гостехиздат, 1962.
9. Николаев Н. И. О легенде международных карт новейшей тектоники Европы и составлении атласа неотектонических карт Европы.— В кн.: Новейш. движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука, 1969.
10. Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР.— Изв. вузов. Геол. и развед., 1961, № 10.
11. Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
12. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1961.
13. Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000./Гл. редактор А. Л. Яншин. М.: ГИН АН СССР — ГУГК МГ СССР, 1966.
14. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000./Ред. Пушаровский Ю. М., Удинцев Г. Б. М.: ГУГК, 1970.
15. Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1964, т. 1, вып. 3.
16. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. Тихий океан. Т. V. М.: Наука, 1972.
17. Уфимцев Г. Ф. Картографический анализ при изучении неотектоники горных стран.— Геол. и геофиз., 1974, № 2.
18. Уфимцев Г. Ф. Новейшая тектоника материковой



части Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 4.

19. *Философов В. П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975.
20. *Флоренсов Н. А.* О некоторых общих понятиях в геоморфологии.— Геол. и геофиз., 1964, № 10.
21. *Флоренсов Н. А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии.— Геотектоника, 1965, № 4.
22. *Флоренсов Н. А.* Что такое структурная геоморфо-

*Институт земной коры  
СО АН СССР  
Иркутск*

- логия?— Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965, № 2.
23. *Худяков Г. И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
24. *Шульц С. С.* Новейшая тектоника I. Основные понятия.— В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. Тектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
25. *Шульц С. С.* Области горообразования (современные представления и терминология).— Вестн. ЛГУ. Геол. и геогр., 1976, № 12, вып. 2.
26. *Щукин И. С.* Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1960.

*Поступила в редакцию  
2 февраля 1982 г.*

## ДИСКУССИЯ

**Г. И. Худяков.** Мне хорошо знакомы принципы и методика построения неотектонической карты на территорию Дальнего Востока, выполненной Г. Ф. Уфимцевым. Эти теоретические основания рассредоточены в ряде сборников местного издания. Автором наряду с подобными материалами достаточно широко представлены точки зрения и теоретические позиции исследователей по изучению особенностей выражения в современном рельефе различного рода тектонических дислокаций. Замечания к работе сводятся к следующим:

1. Необходимо уточнить время проявления «молодых тектонических движений», создавших новейшие структуры земной коры. В. А. Обручев и его последователи ограничили это время неогеном — антропогеом. Точка зрения автора по этому поводу неясна.

2. Автор глубоко ошибается, утверждая, что изучение неотектоники позволяет выявить тектонические процессы, не изменяющие существенно геологической структуры, но определяющие формирование рельефа и аллювиальных отложений в долинах.

Рельеф, как доказывает мною и сотрудниками отдела геоморфологии и палеогеографии Тихоокеанского института географии, является составной частью формирующейся экзогенно-эндогенными процессами геологической структуры. Формирование новых частей рельефа (орогенная активизация, образование неоплена и рифтогенных геоморфологических структур и т. п.) всегда сопровождается существенным из-

менением строения и вещественного состава геологической основы с конформным ей рельефом.

3. Очень неясны представления автора о возрасте неотектонических дислокаций. С одной стороны,— это «неотектонический этап» или «неоген-четвертичная эпоха активизации тектонических движений», а с другой,— неопределенность с нижним возрастным рубежом.

4. Непонятен также способ определения морфологического возраста рельефа путем изучения «...пространственных взаимоотношений, из которых, используя определенные исходные утверждения, выводятся возрастные отношения исследуемых объектов». Здесь необходимо или сделать ссылку на опубликованную работу, где можно было бы узнать более существенные подробности, или продолжить для большей ясности изложенную выше весьма неопределенно мысль.

5. При неотектоническом анализе автор рекомендует ограничиться изучением статических свойств рельефа и коррелятных ему отложений. Между тем существует хорошо известная и автору более основательная методика выявления особенностей геоморфологической структуры с использованием конформных свойств как строения, так и самого разнородного вещественного состава геологических тел (это работы сотрудников отдела геоморфологии и палеогеографии Тихоокеанского института географии ДВНЦ АН СССР, начиная с 1972 года). Г. Ф. Уфимцеву нельзя в данном случае обходить молчанием иную методологию изучения геоморфологической структуры.

С. М. Тащи

## ДУГОВЫЕ МАГМАТОГЕННЫЕ ГЕОМОРФОСИСТЕМЫ ВОСТОКА ЕВРАЗИИ

Восточно-Азиатская тектоно-магматогенная система состоит из дуговых элементов, которые располагаются на сторонах гигантских изометрично-кольцевых геоморфоструктур (ИКГ), обращенных к блокам с менее зрелым типом земной коры, и выклиниваются в местах взаимодействия геоморфоструктур, образующих единый ряд. Состав и возраст магматогенных формаций испытывают латеральную изменчивость, направ-

Представление о Восточно-Азиатском тектоно-магматическом поясе как самостоятельной гигантской структуре особого типа было обосновано Е. К. Устиевым [29]. Эту тектоно-магматическую систему рассматривают как структурно-вещественное выражение зоны перехода от Евразийского материка к Тихому океану [9, 12, 16 и др.]. Позже было показано, что тектоно-магматическая система состоит из самостоятельных пространственно и структурно разобщенных систем второго порядка, развивающихся разновременно [1—5, 31 и др.]. Поскольку Восточно-Азиатская тектоно-магматическая система отчетливо выражена в современном рельефе, то ее можно квалифицировать как тектоно-магматогенную геоморфосистему. Под тектоно-магматогенной, геоморфосистемой мы понимаем геоморфологическую структуру, сформированную в зонах глубинных разломов большими объемами магматических формаций, которым конформен преимущественно горный тип рельефа.

Открытие гигантских изометрично-кольцевых геоморфоструктур (ИКГ) на восточной окраине Евразийского материка [8, 11, 18, 19, 30] позволяет по-новому взглянуть на особенности строения Восточно-Азиатской тектоногенно-магматогенной геоморфосистемы в целом и ее отдельных элементов. Методика выделения ИКГ приведена в работах [8, 11, 18, 19, 30] и здесь не рассматривается.

Восточная окраина Евразийского материка сформирована системой гигантских изометрично-кольцевых геоморфоструктур, образующих единый ряд, протягивающийся субпараллельно системе окраинных морей — депрессионных изометрично-кольцевых геоморфоструктур. Ряд гигантских ИКГ состоит из Чукотской, Яно-Колымской, Алданской, Амурской, Корей-

скую центробежно к фронтальным частям рядов ИКГ и по простиранию дуговых систем в местах взаимодействия двух смежных ИКГ, входящих в единый ряд. Сочетания рядов ИКГ и отдельных ИКГ создают продольную и поперечную зональность тектоно-магматогенных поясов, а неравномерность их развития приводит к асимметрии ИКГ. Гигантские ИКГ могут иметь космогенно-эндогенную природу.

Скоро, Северо- и Южно-Китайской геоморфоструктур длительного развития [11, 30]. Перечисленные геоморфоструктуры с восточной стороны сопровождаются позднемезозойско-кайнозойскими вулканогенными и вулканогенно-плутоногенными поясами, являющимися дуговыми элементами ИКГ. Так, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс является элементом трех ИКГ: Чукотской, Яно-Колымской и Алданской (см. рисунок). Причем Восточно-Чукотская фланговая зона и северная часть Центрально-Чукотского сектора вулканогенного пояса образуют дуговой элемент Чукотской ИКГ; Охотский, Анадырский и южная часть Центрально-Чукотского секторов являются дуговым элементом Яно-Колымской ИКГ, а Западно-Охотская фланговая зона вместе с Удским вулканогенным поясом принадлежат большому дуге Алданской ИКГ. Известное отличие фланговых зон от остальной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса объясняется, по-видимому, их принадлежностью к дугам различных ИКГ.

Дуговые магматогенные элементы ИКГ Восточно-Азиатского ряда обращены повсюду выпуклой стороной к областям с формирующейся континентальной корой и только в редких случаях находятся в пределах участков континентальной коры, сформировавшейся в позднем мезо или раньше [6, 27, 28]. Позднемезозойско-кайнозойский тектоно-магматический этап, таким образом, явился одним из последних этапов в формировании гигантских ИКГ, время заложения которых относится в большинстве случаев к докембрию [11]. Длительная история развития гигантских ИКГ свидетельствует о многократной тектоно-магматической активизации их элементов, особенно тех, которые сосед-

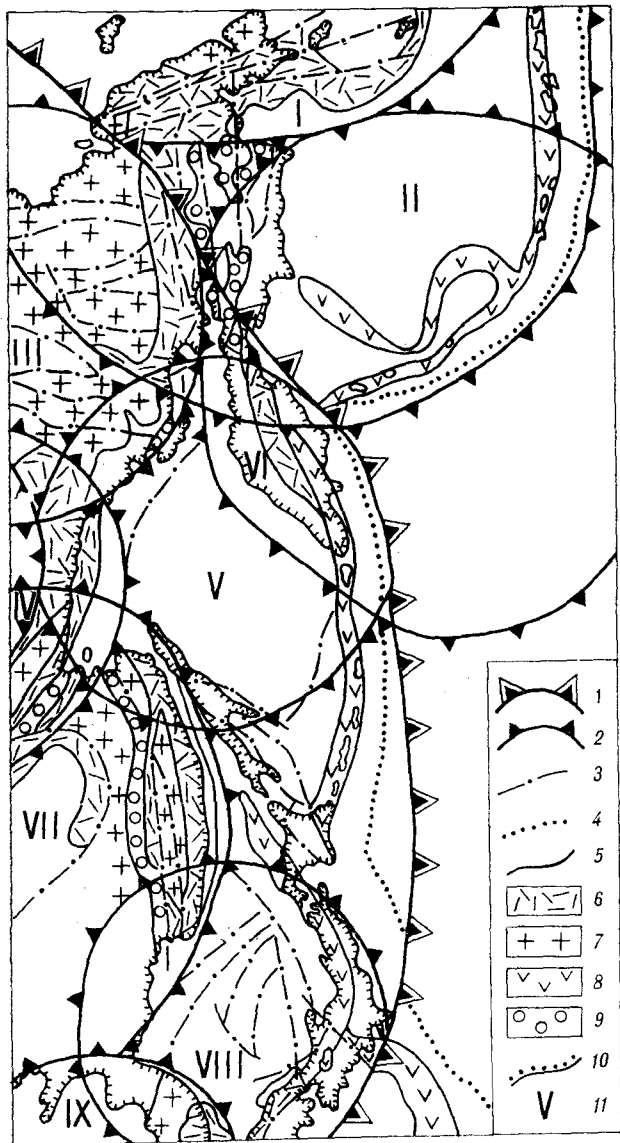


Схема изометрично-кольцевых геоморфоструктур во- стока Евразии

1—2—границы геоморфоструктур: 1—Северо-Восточноази- атской; 2—гигантских; 3—линейные (разломные) геомор- фоструктуры; 4—подводные желоба; 5—границы поздне- мезозойско-кайнозойских магматогенных конформных ком- плексов; 6—8—магматогенные конформные комплексы; 6— плутоногенно-вулканогенные и вулканогенные; 7—вул- каногенно-плутоногенные и плутоногенные; 8—остров- ные преимущественно вулканогенные; 9—седиментоген- ные и вулканогенно-седиментогенные депрессионных зон; 10—линия морского побережья; 11—наименования геом- орфоструктур (цифры на схеме): Чукотская (I), Берингий- ская (II), Яно-Колымская (III), Алданская (IV), Охотомор- ская (V), Корьяско-Камчатская (VI), Амурская (VII), Япо- номорская (VIII), Корейская (IX).

ствуют с участками формирующейся континен- тальной коры.

Система сближенных глубинных разломов — концентрических и дуговых элементов гигант- ских ИКГ является вместилищем аномально высоких объемов магматогенных формаций. Не- обходимо отметить, что часть разломных зон, считавшихся ранее прямолинейными, рассмат-

риваются нами как дуги с радиусами кривиз- ны, соизмеримыми с радиусами гигантских ИКГ. Однако это не означает, что прямолиней- ные зоны разломов отрицаются полностью. К такого рода разломам относятся радиальные, касательные и секущие [11, 18, 19]. В статье этот вид разломов не рассматривается.

Магматогенные формации прослеживаются не по всему периметру ИКГ и залечивают дуго- вую систему разломов, составляющую от одной четвертой части длины окружности до ее поло- вины. Так, например, магматогенные формации, следующие по периметру Алданской ИКГ, со- средоточены главным образом в южном и юго- восточном дуговых секторах геоморфоструктуры и составляют около половины длины окружно- сти, а вулканогенные формации слагают всего лишь одну треть ее длины. Сихотэ-Алинская дуговая тектоно-магматогенная система слагает четвертую часть длины окружности Амурской ИКГ [8]. Около половины длины окружности Яно-Колымской ИКГ занята Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Примерно такую же протяженность имеют магматогенные дуги остальных гигантских ИКГ, входящих в Восточ- но-Азиатский ряд геоморфоструктур.

Резкие изменения простираний магматоге- нных дуговых систем происходят в зонах взаи- модействия или интерференции изометрично- кольцевых геоморфоструктур. В них не только пересекаются, но и взаимно «гасятся» вулканогенные пояса или их звенья. Так, Западно-Охо- тская фланговая зона Охотско-Чукотского вул- каногенного пояса северо-восточного простирания сменяется Охотским сектором, простирание ко- торого субмеридионально. Оба элемента в месте встречи образуют выступ вулканогенного пояса, вдающийся в континент примерно на 80—100 м. Аналогичное явление характерно и для зоны пересечения дуговых элементов Яно-Колымской и Чукотской ИКГ. Здесь Центрально-Чукот- ский сектор образует выступ (около 120 км), а простирание пояса меняется от северо-восточ- ного на восток-юго-восточное. В этих своеобраз- ных «входящих углах» Охотско-Чукотского вулканогенного пояса располагаются наиболее крупные вулканические структуры: Ульинский и Пегтымельский вулканогенные прогибы.

Следующий кругой разворот простираний вулканогенных поясов происходит в месте встречи Удского пояса с Сихотэ-Алинской тек- тоно-магматогенной системой. Характерно, что именно в зоне их пересечения сосредоточены вулканогенные структуры, ориентированные по- перек общего простирания магматогенных сис- тем. Примером такого типа структур является Киранский вулкано-тектонический грабен (Уд- ский пояс), Эвурская и Ульбанская структуры (Сихотэ-Алинская магматогенная система). Именно в зоне взаимодействия этих двух дуго-

вых магматогенных систем второго порядка известны раннепалеогеновые вулканиты Преджугджурского вулканогенного прогиба, не характерные ни для Удского, ни для западной части Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. Здесь же располагается Малтанский магматогенный узел, сложенный главным образом позднемеловыми интрузиями и разделяющий эти два пояса.

Система магматогенных дуг, затухающих или прерывающихся в зонах пересечений дуговых глубинных разломов, принадлежащих различным ИКГ, имеет очертания, весьма напоминающие очертания Западно-Тихоокеанской островодужной системы. Здесь островные дуги обращены выпуклой стороной к блокам с менее развитым типом коры (базальтовым или переходным). В местах встречи дуги взаимно гасятся, утыкаются одна в другую или разделяются прогибами (Исикари-Румои). Островодужные и окраинно-материковые магматогенные системы сопровождаются депрессионными морфоструктурами. Так, Джугджуро-Становая и Сихотэ-Алинская магматогенные системы отделены от смежных структур поясом рифтовых и рифтоподобных впадин [10, 15, 17]. Однако сходство между этими двумя типами дуговых магматогенных систем на этом не кончается. И те и другие связаны с зонами Бенъофа. Окраинно-материковые дуговые вулканогенные пояса располагаются над более древними геантиклинальными дугами, сходными с современными островными дугами [14, 15, 22, 28, 31].

Морфологическое сходство двух типов дуговых магматогенных систем, их связь с зонами глубинных разломов, наличие погребенных геантиклинальных дуговых структур под окраинно-материковыми вулканогенными поясами, затухание или выклинивание дуговых систем в местах их пересечения или встречи, наличие тектонопар магматогенный пояс — впадина, связь и тех и других с гигантскими изометрично-кольцевыми геоморфоструктурами делает возможным предположение о том, что их формирование обязано механизму, который является общим или сходным как для окраинно-материковых, так и современных островодужных систем. Зона перехода между Евразийским континентом и Тихим океаном представляет собой, по-видимому, зону взаимодействия Тихоокеанского и Восточно-Евразийского рядов ИКГ высшего порядка, главное различие между которыми заключается в типах земной коры.

Структуры центрального типа, разновидностью которых являются и изометрично-кольцевые структуры, связаны с радиально-концентрической системой конических разломов, которые контролируют и вмещают магматические образования. В данном случае нас интересует

концентрическая система разломов, сосредоточенная в краевых частях ИКГ, так как именно с ней связаны дуговые магматогенные системы обоих типов. Несмотря на то, что эта система разломов пролеживается по всему периметру гигантских ИКГ, магматогенные системы слагают, как было показано, от одной четверти до половины длины окружности. Причем они располагаются только на стороне ИКГ, обращенной к блокам с более молодым (или менее «зрелым») типом земной коры. Этому обстоятельству мы придаем важное значение, так как концентрические разломы, проникая в блоки с относительно более «зрелым», изостатически уравновешенным типом земной коры, становятся все менее насыщенными магматогенными формациями, особенно вулканитами.

Значительный интерес представляют места встречи или пересечения зон концентрических разломов двух смежных ИКГ. Образуя единый ряд, ИКГ спаивают воедино блоки с наиболее консолидированной («зрелой») континентальной корой, несмотря на то, что смежные ИКГ могут иметь различный возраст. В период очередного этапа тектоно-магматической активизации наиболее продуктивными оказываются те дуговые системы разломов, которые разграничивают блоки с различным строением, степенью изостатической уравновешенности и возрастом земной коры. Поскольку «встреча» систем дуговых разломов происходит в местах взаимодействия двух ИКГ с примерно равноценными типами земной коры, то условие ее разнородности нарушается, вследствие чего вулканогенные пояса или зоны затухают, выклиниваются или утыкаются одни в другие. Индивидуальность, некоторая автономность и разновозрастность вулканогенных поясов объясняется их принадлежностью к различным ИКГ. Если Восточно-Азиатская тектоно-магматогенная система конформна восточной части одноименного ряда гигантских ИКГ, то каждый пояс, его звено или сектор конформны отдельным ИКГ этого ряда или геоморфоструктурам и их рядам низших порядков [24, 25]. Следуя в глубь континента по простиранию зон дуговых разломов, магматогенные системы лишаются вулканогенной составляющей и сами, в свою очередь, выклиниваются.

Возрастание основности и омолаживание магматогенных формаций, направленные центрально по отношению к каждой ИКГ и ряда ИКГ в целом, общеизвестны, но наиболее отчетливо эти процессы выражены в дугах, обращенных к блокам с менее зрелым типом земной коры. В ряде случаев эти процессы направлены не вкостр простиранием дуговых тектоно-магматогенных систем, а по их простиранию. Это явление особенно характерно для тех участков, где имеет место взаимодействие или интер-

ференция равноценных во многих отношениях ИКГ. Так, например, изменение возраста и состава магматогенных формаций в пределах Удско-Мульмугинской и Джугджуро-Становой тектоно-магматогенных дуговых систем направлено не центробежно, а по простиранию дуговых систем [13, 20, 21]. Подобные случаи известны и в пределах других тектоно-магматогенных дуговых систем, но выражены они менее отчетливо.

Омолаживание возраста и общее изменение состава магматогенных формаций, направленные главным образом по простиранию дуговых систем, происходят в тех случаях, когда системы ограничены с двух сторон равноценными участками земной коры. В случае Джугджуро-Становой и Удско-Мульмугинской систем это древние континентальные ядра Алданской и Амурской гигантских ИКГ. Направление запад — восток, вдоль простирания системы, оказывается наиболее предпочтительным, так как на востоке располагаются участки с менее зрелым типом земной коры. Любые другие направления, особенно субперпендикулярные к дуговой системе, оказываются менее благоприятными из-за того, что степень зрелости и консолидации земной коры в смежных равноценных ИКГ оказывается больше, чем по простиранию дуговой системы. Подизональные [21] или сложные [23] вулканогенно-плутоногенные системы располагаются именно в местах взаимодействия или наложения равноценных ИКГ, образуя единый ряд. Отмеченное явление характерно не только для зон взаимодействия высокопорядковых ИКГ, но и для ИКГ низших порядков. Эти же причины, по-видимому, обуславливают поперечную зональность магматогенных систем, состоящих, как правило, из рядов ИКГ низших порядков [24, 25].

Процессы разрастания и усложнения ИКГ, таким образом, оказываются неравноценными и разнонаправленными в различных частях геоморфоструктур. В дуговых системах, обращенных к внешнему краю ряда ИКГ, наращивание каждой ИКГ и их ряда в целом происходит центробежно и направлено к блокам с менее зрелым типом земной коры. В дуговых тектоно-магматогенных системах смежных ИКГ, входящих в единый ряд, происходит в целом их усложнение при миграции магматических процессов вдоль простирания дуговых элементов ИКГ. Изометрично-кольцевые геоморфоструктуры, таким образом, оказываются в большинстве случаев асимметричными относительно возраста и состава магматогенных формаций. Но поскольку от возраста и состава структурно-вещественных комплексов геоморфоструктур зависит и степень их выраженности в современном рельефе, то и сами геоморфоструктуры имеют асимметричное строение.

Вторым немаловажным обстоятельством, усиливающим асимметрию ИКГ, является наличие зон взаимодействия между рядами ИКГ. Ширина этих зон в большинстве случаев колеблется от одной трети до половины диаметра ИКГ, входящих в единый ряд. В зонах взаимодействия между двумя разновозрастными рядами ИКГ обнаруживаются структуры и магматогенные формации, свойственные обоим рядам. В этих зонах можно обнаружить как конструктивные, так и деструктивные элементы ИКГ. В первом случае это магматогенные формации, тип и возраст которых тесно связан с формациями более молодого ряда ИКГ. Деструктивные элементы, как правило, представлены разломными структурами, активизация или возникновение которых вызваны тектоно-магматическими событиями, имевшими место в смежном более молодом ряду ИКГ. Обычно это линейные блоковые геоморфоструктуры типа палоченных или унаследованно-наложенных горстов, грабен и зон сближенных разломов, контрастно выраженных в современном рельефе. Несмотря на явную линейность, названные геоморфоструктуры концентрируются в зоны с дуговыми очертаниями, являющиеся элементами ИКГ. Примерами дуговых систем грабен являются Удско-Зейская, Пенжино-Апальская, Южно-Якутская и др.

Закономерности, установленные для ИКГ высоких порядков и их дуговых элементов, справедливы и для ИКГ низших порядков. Это показано нами на примере рядов ИКГ второго — пятого порядков [24, 25]. Исключение, возможно, представляют низкопорядковые разрозненные ИКГ, формирующиеся примерно в равных условиях. Полученные данные позволяют говорить о том, что выявленные закономерности устойчивы для рядов ИКГ различных уровней организации, и предполагаемый механизм формирования магматогенных систем приемлем для рядов ИКГ разных порядков.

Тектоно-магматогенные геоморфоструктуры высоких порядков выражены в современном рельефе системами горных хребтов, простирание которых субсогласно простиранию дуговых элементов ИКГ. Отмечается чередование вулканогенно-плутоногенных и вулканогенных хребтов, разделенных вулканогенными плато, плоскогорьями, вулканогенно-плутоногенными нагорьями, внутригорными впадинами, грабен-долинами и разломами-долинами высоких порядков. При этом из смежных магматогенных хребтов гипсометрически выше тот, в пределах которого сосредоточена большая масса интрузивных комплексов, а из вулканогенных хребтов выше те, где степень инверсии исходных вулканогенных структур больше. Процессы деструкции, связанные с более молодыми тектоническими событиями, сосредоточены в

узких линейных зонах, которым соответствуют обычно понижения в современном рельефе. Подобные зоны «избегают», обходят участки, насыщенные интрузивными породами, или пересекают их по кратчайшему расстоянию. Большинство горных хребтов сложено рядами ИКГ одного-двух порядков и близких морфогенетических типов. Поперечники ИКГ соизмеримы с поперечниками магматогенных сводовых или сводово-глыбовых хребтов, а их центры «насажены» на зоны глубинных разломов, являющиеся осями рядов ИКГ.

Изложенный в статье материал позволяет поддержать идею о том, что наращивание мощности континентальной коры происходит направленно [7, 26]. Магматогенные геоморфосистемы располагаются, как было показано, с той стороны ИКГ, где соседние блоки земной коры наименее изостатически уравновешены и затухают в том же направлении, в каком возрастает степень изостатической уравновешенности блоков земной коры. Наращивание изометрично-кольцевых геоморфоструктур, таким образом, происходит неравномерно как по их периметру, так и по площади, вплоть до исчерпания энергетических возможностей геоморфоструктуры. Последующие импульсы конструктивного или деструктивного эндогенного геоморфогенеза геоморфоструктура получает извне, от более молодых объектов или объектов высших порядков.

Наши исследования показали, что гигантские ИКГ более или менее стабильны как во времени, так и в пространстве. Поэтому гори-

зонтальные их перемещения вряд ли столь значительны, как это допускается сторонниками гипотезы тектоники плит. Здесь, по-видимому, ведущими являются два противоположных процесса: стремление к изостатической уравновешенности — конструктивный — и нарушение этого равновесия — деструктивный.

Изометрично-кольцевые геоморфоструктуры имеют весьма непродолжительную историю изучения. Поэтому затронутые в статье вопросы в той или иной мере дискуссионны. Несмотря на это, их постановка представляется автору своевременной, так как изометрично-кольцевые геоморфоструктуры свойственны не только Земле, но и многим планетам Солнечной системы. Изучение закономерностей их формирования, несомненно, внесет свой вклад в создание общей теории геоморфогенеза, начиная от ранних стадий развития планеты и до современности. По-видимому, существует определенная связь между космогенными (импактными) геоморфоструктурами и эндогенными, чисто земными изометрично-кольцевыми. Автор допускает, что некоторые из них могли развиться на месте бывших импактных геоморфоструктур, наследуя их радиально-концентрическую систему разломов, явившуюся в последствии магмоподводящей и магмовмещающей. Скорее всего, гигантские ИКГ являются космогенно-эндогенными, развитие, усложнение и деструкция которых связаны с процессами, происходящими в недрах Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В. Ф.* Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии.— В кн.: Мезозойский тектогенез: Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
2. *Белый В. Ф.* К проблеме соотношений вулканических дуг и краевых вулканогенных поясов Восточной Азии.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг: Тез. IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1972.
3. *Белый В. Ф.* Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974.
4. *Белый В. Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
5. *Белый В. Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
6. *Ван Дык Тьонг.* Тектоника Северного Вьетнама.— Геотектоника, 1980, № 2.
7. *Васильковский Н. П.* Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968.
8. *Зологов М. Г.* Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья.— В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976.
9. *Красный Л. И.* Типы подвижных областей востока Азии.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
10. *Красный Л. И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.
11. *Кулаков А. П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980.
12. *Нагибина М. С.* О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966.
13. *Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 79).
14. *Некрасов Г. Е.* Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоаритов в истории развития п-ова Тайгонс и Пенжинского кряжа.— Геотектоника, 1971, № 5.
15. Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. Л.: Недра, 1977.
16. *Пушаровский Ю. М.* О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966.
17. *Салун С. А.* Тектоника и история развития Сихотэ-

- Алинской геосинклинальной складчатой области. М.: Недра, 1978.
18. Соловьев В. В. Мегаструктуры центрального типа по данным морфотектонического анализа.— В кн.: Четвертичная геология и структурная геоморфология СССР. М., 1977. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 222).
  19. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа. (Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа м-ба 1:10 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
  20. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975.
  21. Сухов В. И. Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов востока СССР. Автореф. док. дис. Хабаровск, 1981.
  22. Тащи С. М. Структурные позиции орогенного вулканизма в Приморском крае.— В кн.: Геология, металлогения и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978.
  23. Тащи С. М. Вулканические пояса Западного Сихотэ-Алиня.— В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования: Тезисы IV Всесоюз. палеовулканич. симпозиума. Хабаровск, 1979.
  24. Тащи С. М. Ряды морфоструктур центрального типа и их металлогеническое значение.— В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
  25. Тащи С. М., Ермошин В. В., Примак В. В. Ряды морфоструктур центрального типа в мезокайнозойских вулканоплутонических системах юга Дальнего Востока.— В кн.: Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
  26. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
  27. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980.
  28. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979.
  29. Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
  30. Худяков Г. И., Тащи С. М. и др. Геоморфоструктура восточной окраины Евразийского материка.— Тез. докл. к XIV Тихоокеан. науч. конгрессу. М., 1979.
  31. Шило Н. А., Белый В. Ф., Сидоров А. А. Вулканогенные пояса Восточной Азии. Проблемы тектоники, магматизма и металлогении.— Геол. и геофиз., 1974, № 5.

Тихоокеанский институт  
географии ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
10 сентября 1981 г.

*А. Д. Бабанский, И. П. Соловова, И. Д. Рябчиков,  
О. А. Богатиков*

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ВУЛКАНА М. СЕМЯЧИК ПО ДАННЫМ ИХ КОМПЛЕКСНОГО ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

По данным экспериментов с серией известково-щелочных пород вулкана М. Семячик и океаническим толеитом, проведенных при 1 атм, 4 и 12 квар в интервале 1000—1300°C и различной летучести кислорода, а также комплексных исследований расплавных включений в породообразующих минералах, установлено, что состав исходной магмы для известково-щелочной серии Восточной Камчатки соответствует высокоглиноземистому базальту с очень низким (менее 1 мас. %) содержанием воды. Этот исходный расплав

Андезитовый магматизм является предметом острых дискуссий в связи с широким его развитием в специфической геодинамической обстановке активных окраин континентов. Будучи приуроченными к вполне определенным геотектоническим областям, андезиты проявляют изменчивость химического состава как в пределах различных зон внутри одного региона, так и между областями развития продуктов андезитового магматизма, расположенными в разных регионах земного шара [5, 22, 24, 55, 59 и др.]. Для Камчатки установлено, что андезиты обнаруживают различную формационную принадлежность, встречаясь среди образований базальт-андезитобазальтовой и базальт-андезитоцимитовой формаций. При этом если в первом случае на долю средних пород приходится ~ 10 об.%, то во втором андезиты и более кремнекислые разновидности составляют почти половину всего объема пород [11].

Сравнительное разнообразие продуктов кристаллизации андезитовых магм со всей очевидностью свидетельствует, что их формирование могло происходить в результате действия механизмов, отличающихся по соотношению ювенильных и ассимиляционных процессов. Это подтверждается результатами анализа литературных данных, показывающих обилие предполагаемых механизмов генерации андезитовых магм, функционирующих в рамках разрабатываемых их авторами моделей андезитообразования [12, 25]. Комплексное физи-

эволюционировал от высокоглиноземистого базальта до андезита в ходе кристаллизационной дифференциации при неполной отсадке плагиоклаза в условиях повышенной летучести кислорода (на порядок выше, чем для равновесия никель — бунзенит). Авторы объясняют формирование исходного расплава и известково-щелочную направленность его эволюции ассимиляцией метапелитов высокомагнезиальной магмой мантийного генезиса.

ко-химическое исследование позволяет обосновать применимость того или иного механизма андезитообразования к конкретному природному объекту, а выявление черт сходства или отличия изученного объекта с другими позволит распространить или ограничить действие этого механизма в более широком масштабе.

Настоящая работа выполнена с целью установления участия процессов кристаллизационной дифференциации, окисления и ассимиляции сиалического материала в формировании известково-щелочных магматических пород. При этом каждый из рассматриваемых процессов мы попытались охарактеризовать количественно.

Поскольку абсолютное большинство имеющихся в литературе экспериментальных данных касается только отдельных известково-щелочных пород, но не комагматических серий, нами для экспериментального изучения взяты образцы высокоглиноземистого базальта (ВГБ), андезитобазальта и андезита, характеризующие примерно разновозрастную серию в комплексе эффузивов древнего конуса вулкана М. Семячик (Восточная Камчатка). Этот длительно действующий (с конца позднего плейстоцена [4]) вулканический центр является объектом, пригодным для решения поставленных задач вследствие развития широкой гаммы комагматических, по геологическим данным, эффузивных пород, а также наличия достаточно детально изученного геологиче-



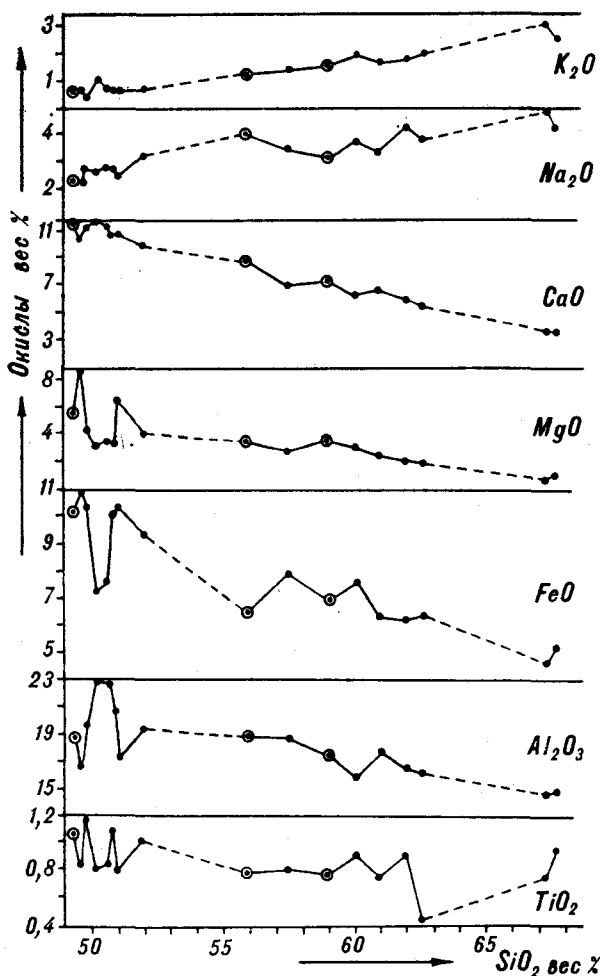


Рис. 1. Вариационные диаграммы содержаний петрогенных окислов (мас. %) в породах известково-щелочной серии палеококуса М. Семьячика.

Кружками выделены экспериментально изученные породы.

ского разреза в пределах как самой вулканической постройки, так и прилегающих территорий [1, 8—10, 30—33, 36 и др.].

Образцы были выбраны из наиболее дифференцированной серии пород, диапазон изменения содержания  $\text{SiO}_2$  между которыми достигает 20% (рис. 1). По химическим критериям [16] базальты М. Семьячика относятся к натриевой серии высокоглиноземистых толеитовых базальтов. В связи с ярко проявленной известково-щелочной тенденцией в эволюции пород этой серии мы в дальнейшем сохраним определение «известково-щелочной» по отношению к вулканигам М. Семьячика, отметив при этом условность определения границ серий в любой классификации [23].

В пределах выбранной серии повышение кремнеземистости пород сопровождается существенным ростом содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 1). Известно, что в ходе кристаллизационной дифференциации исходной магмы остаточный рас-

плав обогащается компонентами, не входящими в состав кристаллизующихся фаз. В случае базальтовой жидкости это в первую очередь характерно для  $\text{K}_2\text{O}$ , так как окись калия не участвует в сколько-нибудь заметных количествах в формировании породообразующих минералов базальтов. Поэтому рост содержания  $\text{K}_2\text{O}$  в ряду ВГБ — андезит — дацит свидетельствует о комагматичности пород, слагающих эту серию, а близость степени кристаллизации и величины  $1 - (C_{\text{K}_2\text{O}}^{\text{исх}} / C_{\text{K}_2\text{O}}^{\text{кон}})$  для пород этого ряда предполагает участие процесса кристаллизационной дифференциации в ее формировании.

То, что выбранная серия представлена в основном базальтами (48—52%  $\text{SiO}_2$ ), андезитами (58—62%  $\text{SiO}_2$ ) и дацитами (67—68%  $\text{SiO}_2$ ) при почти полном отсутствии промежуточных андезитобазальтов (кроме кислых их представителей с 56—58%  $\text{SiO}_2$ ) и андезитодацитов, является обычным для серий с большим диапазоном составов пород [3].

Для сравнения процессов кристаллизацион-

Таблица 1  
Химический (мас. %) и нормативный составы изученных пород

Порода	Высокоглиноземистый базальт	Андезитобазальт	Андезит	Океанический толеит
	1	2	3	4
$\text{SiO}_2$	49,31	55,93	59,00	50,28
$\text{TiO}_2$	1,06	0,78	0,77	1,45
$\text{Al}_2\text{O}_3$	18,75	18,89	17,53	15,24
$\text{FeO}$	10,15	6,51	6,93	9,53
$\text{MgO}$	5,73	3,52	3,55	8,22
$\text{CaO}$	11,95	8,87	7,38	12,39
$\text{Na}_2\text{O}$	2,34	4,07	3,23	2,57
$\text{K}_2\text{O}$	0,54	1,21	1,53	0,18
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,17	0,22	0,08	0,12
М	0,50	0,49	0,48	0,61
$\text{Q}_3$	0	1,9	9,8	0
Or	3,2	7,2	9,1	1,1
Ab	19,8	34,4	27,3	21,7
An	39,1	29,7	28,8	29,5
Di	7,8	5,2	2,9	15,5
Hd	8,1	5,5	3,2	10,0
Fo	4,4	0	0	6,0
Fa	5,8	0	0	4,8
En	4,3	6,4	7,5	4,8
Fs	5,1	7,7	9,7	3,5
Ilm	2,0	1,5	1,5	2,8
Ap	0,4	0,6	0,2	0,3

Примечание. В табл. 1, 5—8 анализы даны без летучих, приведены к 100%, все железо представлено в виде  $\text{FeO}$ . М — магнезиальность, равна отношению молекулярных количеств  $\text{MgO}$  к сумме  $(\text{MgO} + \text{FeO})$ . Анализы выполнены: 1—3 — ЦХЛ ИВ ДВНЦ АН СССР, 4—ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Е. М. Нактинас.

Таблица 2

## Модальный состав (об. %) изученных пород

Порода	Высокоглиноземистый базальт	Андезитобазальт	Андезит	Океанический толеит
Минерал	1	2	3	4
Плагиоклаз	15	12*	14*	10
Оливин	5	0,5	1	3
Клинопироксен	2	2	4	5
Ортопироксен	1	—	2	—
Магнетит	5	3	2	1
Основная масса	72	~82	77	81

\* В том числе примерно 10% плагиоклаза с высоким содержанием An (см. текст).

ной дифференциации известково-щелочной и толеитовой магм экспериментально изучен толеит из Атлантики (южный склон Бермудского поднятия). Геологическое строение этого района и петрографические данные приведены в работе [44]. Практически неизменный образец 418А-86-1 № 480, выбранный для экспериментального изучения, по химическому составу близок к среднему океаническому толеиту.

Экспериментально изученные породы характеризуются химическими, нормативными и модальными составами, приведенными в табл. 1 и 2. Составы породообразующих минералов из вкрапленников показаны на рис. 2—4.

Каждый из образцов представляет собой порфирированную породу с интерсерсталльной структурой основной массы. Минералогический состав их довольно однообразен и включает плагиоклаз, пироксены, оливин, рудный минерал; в основной массе присутствует также стекло или продукты его раскристаллизации; в небольшом количестве отмечается апатит. Все породы характеризуются крайне малой степенью вторичных изменений и низким содержанием летучих (0,2—0,3 мас. %).

Наиболее существенным является присутствие в андезитобазальте и андезите вкрапленников плагиоклаза двух типов: 1 — мелкие лейстовидные прозрачные пезональные кристаллы без включений фаз; состав их отвечает лабрадору в андезитобазальте и андезину в андезите; 2 — более крупные изометричные зональные кристаллы, насыщенные расплавленными микровключениями, а также включениями рудного минерала и оливина  $Fo_{75}$ ; состав близок анортиту. Количество последних составляет более 2/3 от числа всех вкрапленников плагиоклаза в обеих породах. В ВГБ плагиоклаз в порфирированных выделениях представлен только второй разновидностью. Укажем, что этот факт отмечался и ранее в связи с проблемой гомогенных включений в эффузивах М. Семячика (например, в [20]).

Не менее важной особенностью известково-щелочных пород М. Семячика выступает от-

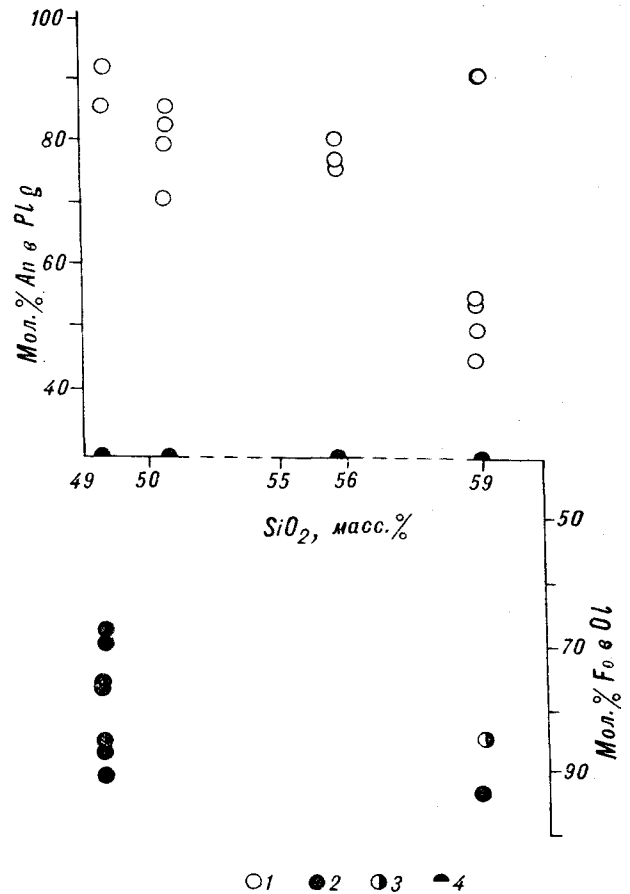


Рис. 2. Содержание анортита (An) в плагиоклазе (1) и форстерита (Fo) в оливине (2) изученных пород; 3 — содержание форстерита в оливине, включенном в зерно плагиоклаза I (объяснения в тексте); 4 — содержание кремнезема (слева направо) в ВГБ, океаническом толеите, андезитобазальте и андезите соответственно.

Здесь и на рис. 5 и 6: Plg — плагиоклаз, Сpx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Ol — оливин, Mt — магнетит, L — расплав.

сутствие в них амфиболов или других первичных водосодержащих кристаллических фаз. Это говорит о сравнительной сухости исходной магмы М. Семячика [30, 31]. Подчеркнем также, что в породах известково-щелочной серии присутствует ромбический пироксен, а в океаническом толеите его нет.

**Методика и условия экспериментов.** Опыты проводились при 1000—1300°C в обычной печи с электрическим нагревателем (при 1 атм) и в установке высокого газового давления с внутренним нагревателем конструкции И. А. Островского при 4 и 12 кбар. В качестве шихты использовалась измельченная порода (размер зерен 5—7 мкм). Достижение необходимой степени равновесия определялось в иммерсионном препарате по неизменности соотношения одних и тех же фаз в продуктах опытов разной длительности и происходило за

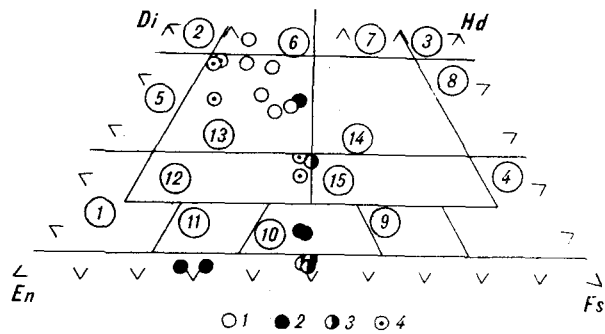


Рис. 3. Нормативный состав (мол. %) пироксенов изученных пород: 1 — ВГБ, 2 — андезитобазальта, 3 — андезита (все три — М. Семячик), 4 — океанического толеита.

Цифры в кружках — поля пироксенов [63]: 1, 4 — не образующихся в земных условиях, 2 — диопсида (Di), 3 — геденбергита (Hd), 5 — андиопсида, 6 — салита, 7 — ферросалита, 8 — феррогеденбергита, 9, 10 и 11 — железистого, промежуточного и магнезиального пикнонитов соответственно, 12 — субкальциевого авгита, 13 — авгита, 14 — ферроавгита, 15 — субкальциевого ферроавгита. En — энстатит, Fs — ферросилит.

5–6 ч при высоком давлении и за 15–20 ч при 1 атм. Особенностью применяемой нами методики явилось размещение навески исходной породы в контейнерах, материал которых подбирался в зависимости от величины летучести кислорода ( $f_{O_2}$ ) в системе таким образом, чтобы свести к минимуму потери железа из исходного вещества в ходе опыта. Поэтому при летучести кислорода, задаваемой буфером графит — газ ( $10^{-8,5} - 10^{-11}$  бар при 1 кбар и  $10^{-11} - 10^{-13,5}$  бар при 12 кбар), применяли графитовые контейнеры для шихты, с буфером никель — бунзениит ( $10^{-7} - 10^{-10,5}$  бар) — контейнеры из серебропалладиевого сплава (до  $1100^\circ\text{C}$ ) или из платины, предварительно насыщенной железом в равновесии с исходной породой (свыше  $1100^\circ\text{C}$ ), с буфером гематит — магнетит ( $10^{-2} - 10^{-5}$  бар) — контейнеры из платины. Это позволило проводить длительные опыты в условиях контролируе-

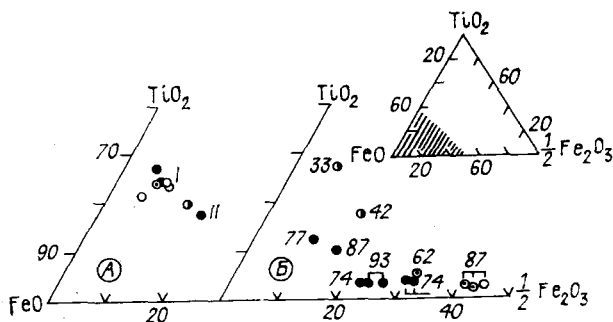


Рис. 4. Состав (мол. %) рудных минералов в изученных породах (А) и в продуктах экспериментов при 1 атм и 4 кбар (Б, цифры у значков — номера опытов, условия которых приведены в табл. 3).

Рудные минералы-узники из включений: I — в оливине ВГБ, II — в плагиоклазе II андезитобазальта. Условные обозначения пород см. на рис. 3.

мой летучести кислорода при незначительных изменениях валового состава исходного вещества.

При давлении 1 атм одновременно с описанными породами проводились опыты с андезитом Маунт Худ (Орегон, США). Эта порода, достаточно полно изученная в работе [48], служила своеобразным «внутренним эталоном», с помощью которого дополнительно контролировались условия экспериментов.

Температуру в ходе опытов измеряли двумя термометрами группы ПП-1 с точностью  $\pm 10$ . Градуировку их производили при 1 атм по чистым солям, а для опытов при высоком давлении — по плавлению кварца в присутствии избытка водяного пара [68]. Охлаждение образца происходило за 0,5–1,5 мин.

Условия проведения и результаты некоторых опытов представлены в табл. 3.

Термометрия расплавных микровключений в породообразующих минералах осуществлялась методом гомогенизации в термодоме с силитовым нагревателем по методике, описанной в [34]. Достоверность получаемых при этом данных была доказана совпадением (в пределах точности метода) температуры гомогенизации искусственных включений с температурой кристаллизации минерала-хозяина, выращенного в заданных  $P - T$ -условиях [28].

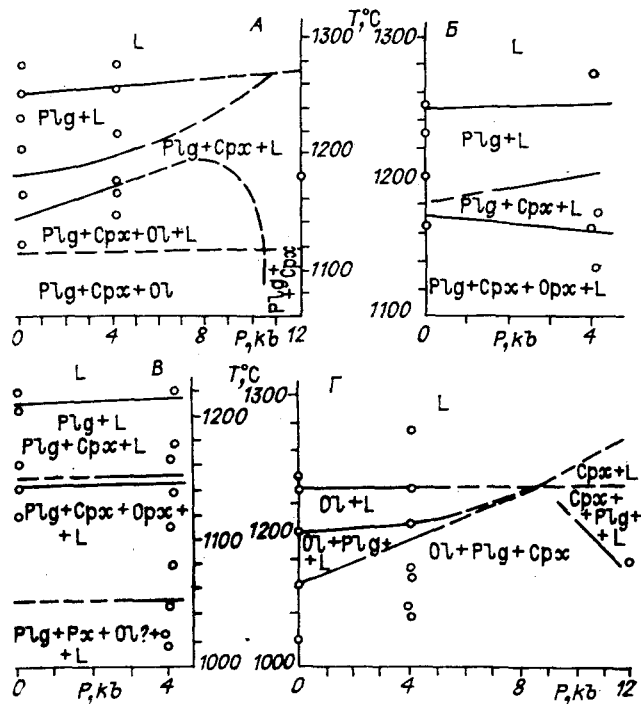


Рис. 5. Фазовые соотношения в ВГБ (А), андезитобазальте (Б) и в океаническом толеите (Г с учетом данных [52]).

Пунктир — предполагаемые границы фаз. Здесь и на рис. 6 кружками показаны условия экспериментов.

Условия проведения и результаты некоторых экспериментов по плавлению изученных пород

№ п. п.	№ опыта	P, ат-м	T, °C	Буфер	$-\log f_{O_2}$	$\tau$ , ч	Результаты
<i>Высокоглиноземистый базальт</i>							
1	75	4000	1275	1	9,5	9	gl''
2	69	4000	1215	1	9,9	6	gl, Plg, ЗФ
3	58	4000	1175	1	10,2	7	gl'', Plg'', Срх'', ЗФ
4	52	4000	1165	1	10,4	6	gl'', Plg'', Срх'', Ol'', ЗФ
5	60	4000	1145	1	10,6	9	gl (мало), Plg'', Срх'', Ol'', ЗФ
6	72	4000	1235	2	7,3	9	gl''
7	66	4000	1205	2	7,7	7	gl'', Plg'', Срх'', Ol?, ЗФ
8	65	4000	1185	2	7,9	8	gl, Plg'', Срх'', ЗФ
9	61	4000	1165	2	8,1	6	gl, Plg, Срх, Mt, ЗФ
10	62	4000	1150	2	8,3	7	gl'' (мало), Plg'', Срх'', Ol'', Mt, ЗФ
11	94	1	1275	2	7,0	24	gl
12	91	1	1250	2	7,3	48	gl, Plg, Mt
13	91	1	1250	3	2,0	48	gl'', Plg'', Mt
14	87	1	1200	3	2,5	192	gl'', Plg'', Mt''
15	93	1	1160	2	8,3	192	gl'', Plg'', Срх'', Ol'', Mt
<i>Андезитобазальт</i>							
16	35	4000	1165	2	10,4	8	gl, Plg'', Срх''
17	28	4000	1135	2	10,7	10	gl'', Plg'', Срх'', Орх?, ЗФ''
18	33	4000	1105	2	11,0	8	gl'', Plg'', Срх''
19	74	4000	1175	2	8,0	9	gl'', Plg'', Срх?, Mt''
20	77	4000	1110	2	8,8	52	gl'', Plg'', Срх'', Ol?, Mt''
21	91	1	1250	2	7,3	48	gl, Plg (следы)
22	91	1	1250	3	2,0	48	gl, Plg (следы), Mt
23	88	1	1230	2	7,5	72	gl'', Plg'', Mt (мало)
24	87	1	1200	2	7,8	192	gl'', Plg'', Mt''
25	93	1	1160	3	3,0	192	gl'', Plg'', Рх, Mt''
<i>Андезит</i>							
26	43	4000	1165	1	10,4	7	gl, Plg
27	30	4000	1135	1	10,7	10	gl'', Plg'', Орх?
28	33	4000	1105	1	11,0	8	gl'', Plg'', Орх'', Срх?, Mt (мало)
29	39	4000	1075	1	11,3	9	gl, Plg, Орх
30	41	4000	1045	1	11,6	7	gl'', Plg'', Орх'', Срх?, Ol?
31	74	4000	1175	2	8,0	9	gl'', Plg''
32	77	4000	1110	2	8,8	52	gl'', Plg'', Срх?
33	89	1	1250	2	7,3	72	gl''
34	89	1	1250	3	2,0	72	gl''
35	87	1	1200	2	7,8	192	gl'', Plg''
36	87	1	1200	3	2,5	192	gl'', Plg'', Mt
37	83	1	1140	3	3,2	24	gl'', Plg'', Орх'', Mt
<i>Океанический молеит</i>							
38	58	4000	1175	1	10,2	7	gl, Ol, Plg, Срх, ЗФ
39	60	4000	1145	1	10,6	9	gl, Ol, Plg, Срх'', ЗФ
40	72	4000	1235	2	7,3	9	gl, Ol (мало), Mt?
41	66	4000	1205	2	7,7	7	gl'', Ol, Plg'', Срх?
42	62	4000	1150	1	8,3	7	gl'', Ol, Plg'', Срх'', Mt'', ЗФ
43	91	1	1250	1	7,3	48	gl
44	91	1	1250	3	1,3	48	gl, Mt (следы)
45	98	1	1230	2	7,5	72	gl, Ol (следы)
46	87	1	1200	3	2,5	192	gl'', Ol, Plg'', Mt''
47	93	1	1160	2	8,3	192	gl'', Ol'', Plg'', Срх'', Mt''

Примечания. 1. Условные обозначения буферных смесей: 1 — графит — газ (C—CO—CO<sub>2</sub>), 2 — никель-буназ-нит (NNO), 3 — гематит — магнетит (HM). 2. Величины  $f_{O_2}$  рассчитывались для буфера графит — газ по нашим данным, для буферов NNO и HM по данным [39] и [50] соответственно; \* — фаза проанализирована на микрозонде; gl — стекло, ЗФ — закалочная фаза.

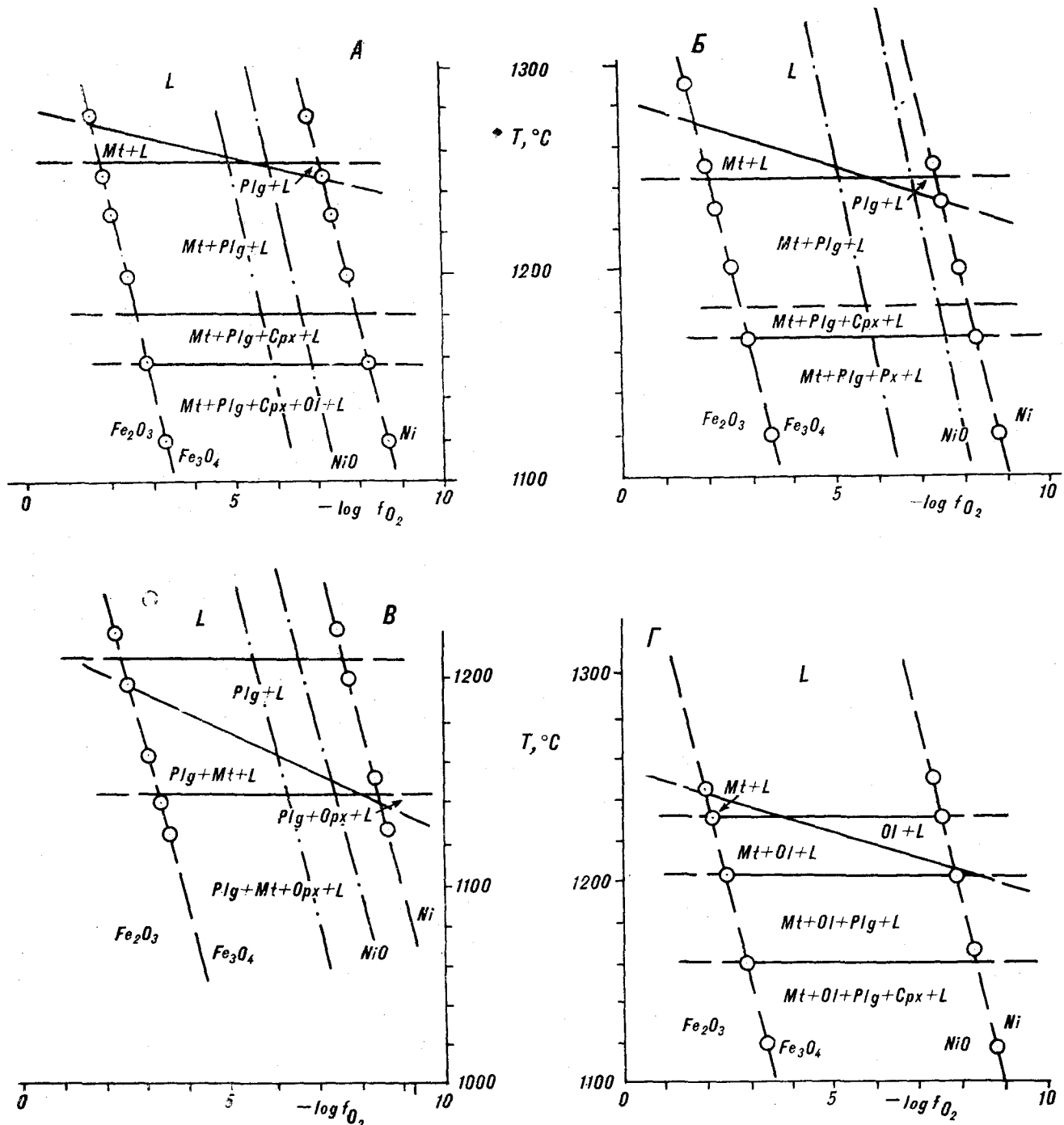


Рис. 6. Фазовые соотношения в близиквидусной области ВГБ (А), андезитобазальта (Б), андезита (В) и океанического толеита (Г) при 1 атм и  $f_{O_2}$ , задаваемой буферами магнетит — гематит и никель — буззениит. Штрих-пунктир — рассчитанный по железистости темноцветов [76] диапазон величин  $f_{O_2}$  в процессе формирования пород М. Семячка.

**Результаты экспериментов.** Продукты опытов, как и соответствующие исходные породы, сложены плагиоклазом, пироксенами, оливином и рудным минералом. Ликвидусной фазой известково-щелочных серий является плагиоклаз,

а кристаллизация океанического толеита начинается с образования оливина (рис. 5). В отличие от толеита, где температуры кристаллизации оливина, плагиоклаза и моноклинного пироксена достаточно близки между собой,

известково-щелочные магмы от ВГБ до андезита характеризуются резким избытком плагиоклаза. Эксперименты также показали, что на поздних стадиях кристаллизации известково-щелочных расплавов появляется ортопироксен, в то время как в интервале кристаллизации океанического толеита он отсутствует.

Полученные нами для океанического толеита температуры кристаллизации и последовательность появления силикатных фаз (оливин — клинопироксен — плагиоклаз) совпадают с данными Т. Фудзии и И. Куширо [52] для изученной ими породы из Среднего Атлантического хребта. Кроме того, в наших опытах с толеитом при 12 кбар на ликвидусе кристаллизовался не оливин, а клинопироксен (см. рис. 5). Это полностью соответствует установленному ранее факту [40, 52 и др.], что оливин устойчив на ликвидусе океанического толеита примерно до 8—10 кбар, а при более высоких давлениях ликвидусной фазой является клинопироксен.

Не имея возможности привести здесь химические составы кристаллических фаз и закалочных стекол из продуктов опытов, укажем, что в новообразованных плагиоклазах содержание апортитовой молекулы понижается по мере снижения температуры; среди пироксенов широко развиты промежуточные разновидности, типа субкальциевого авгита, ферроавгита, субкальциевого ферроавгита (это характерно для большинства экспериментов с базальтами); оливины из опытов имеют сравнительно выдержанный состав, близкий к составу природных оливинов. Труднее объяснить повышенное содержание Al, Mg, отчасти Si и Ca в составе магнетитов, которое не может быть во всех случаях вызвано захватом посторонних фаз при анализе на микрозонде. Отметим также повышение железистости закалочных стекол при снижении температуры опыта.

Влияние летучести кислорода на положение фазовых границ в изученных породах при давлении 1 атм показано на рис. 6. Видно, что устойчивость силикатов практически не зависит от величины  $f_{O_2}$  (в интервале  $f_{O_2}^{HM} - f_{O_2}^{NNO}$ ), тогда как на температуру начала кристаллизации магнетита летучесть кислорода оказывает существенное влияние. Так, при  $f_{O_2} = f_{O_2}^{HM}$  магнетит становится ликвидусной фазой в большинстве изученных пород, начиная кристаллизоваться при заметно более высокой температуре, чем первые силикатные фазы. Понижение величины  $f_{O_2}$  в системе приводит к сокращению поля устойчивости магнетита и появлению силиката на ликвидусе.

В отличие от пород только что описанных, в андезите магнетит уже не является ликвидусной фазой. Здесь он кристаллизуется либо

вслед за плагиоклазом (в условиях  $f_{O_2} = f_{O_2}^{HM}$ ), либо при еще более низкой температуре после ортопироксена (при  $f_{O_2} = f_{O_2}^{NNO}$ ). При этом андезит М. Семячика характеризуется устойчивостью магнетита в широком интервале величин  $f_{O_2}$  и этим существенно отличается от близких по составу пород из других районов, например, от андезита Маунт Худ, Орегон, США (наши данные, а также данные [48]) и от андезита Акита-комагатаке, Япония [67]. Для обоих последних поле кристаллизации магнетита при тех же температурах ограничено областью повышенных величин летучести кислорода.

Показанное на рис. 6 положение штрихпунктирных линий рассчитано нами по способу Р. Уильямса [76], исходя из железистости темноцветных минералов в соответствующих породах. Ограниченный этими линиями интервал значений  $f_{O_2}$  характеризует летучесть кислорода, при которой формировались известково-щелочные породы М. Семячика, в пределах  $10^{-5} - 10^{-8}$  бар. Это на 1—2 порядка выше летучести кислорода, контролируемой буфером Ni — NiO, и на порядок превышает значения  $f_{O_2}$ , полученные рядом авторов для процессов формирования толеитовых и щелочных базальтов [51, 69 и др.].

В ходе петрографического изучения образцов пород, выбранных для экспериментального исследования при высоких  $T$  и  $P$ , во всех породообразующих минералах были обнаружены многочисленные расплавные микровключения (за исключением плагиоклаза I в андезите). Результаты, полученные при термометрии включений в минералах ВГБ и андезита, приведены в табл. 4.

Как видно из этих данных, методом термометрии расплавных включений в минералах ВГБ и андезита установлена приблизительно такая же последовательность кристаллизации

Таблица 4

$T$  гомогенизации первичных расплавных включений и  $T$  плавления (или интервал  $T$  плавления) минералов-узников в них

Минерал-хозяин, минерал-узник	Порода	
	ВГБ	андезит
Плагиоклаз II	1270—1280	1230—1250
То же, силикат-узник	1270	1100—1240
То же, рудный-узник		1330
То же, включение оливина ( $Fe_{0.75}$ )	1225—1250	
Оливин	1260	1230
То же, силикат-узник	1090—1220	
Пироксен		1190
То же, силикат-узник		1160—1190
То же, рудный-узник		1170

Примечание. Температура дана в °С. Точность измерений  $\pm 15^\circ$ .

Таблица 5

Химический (мас. %) и нормативный составы гомогенизированных стекол (см. текст)

Химический состав			Нормативный состав		
Компонент	ВГБ	андезит	компонент	ВГБ	андезит
SiO <sub>2</sub>	51,50	51,73	Q <sub>3</sub>	0	0,8
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,66	Or	2,6	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,68	20,18	Ab	27,2	21,7
FeO	7,72	8,48	An	46,2	42,7
MgO	3,31	4,40	Di	2,0	5,9
CaO	10,44	11,68	Hd	2,7	6,8
Na <sub>2</sub> O	3,21	2,56	Fo	0,9	0
K <sub>2</sub> O	0,44	0,31	Fa	1,6	0
			En	6,0	8,2
M	0,57	0,48	Fs	9,4	10,8
			Plm	1,3	1,3

Примечание. Аналитик Г. Н. Муравичкая.

породообразующих минералов, как и в экспериментах при высоких  $T$  и  $P$ . Другим важным фактом является наличие рудного минерала среди минералов-узников включений в плагиоклазе II и его высокая температура плавления, заметно превышающая температуру гомогенизации силикатной части микровключения. Более того, в плагиоклазе II андезита встречены включения рудного минерала или оливина, а также ассоциации рудный минерал + оливин. Оливин в них имеет округлые формы, а рудный минерал представлен идиоморфными зернами. Наряду с высокотемпературным рудным минералом во включениях в плагиоклазе II рудный минерал-узелок содержится и во включениях в пироксене андезита. Но здесь он плавится до температуры гомогенизации включения и является, видимо, сравнительно низкотемпературной генерацией.

Следует также отметить, что силикаты-узники имеют температуру плавления всегда более низкую, чем температура гомогенизации самого включения.

В табл. 5 приведены химические и нормативные составы двух гомогенизированных стекол из включений в плагиоклазе II ВГБ и андезита. Видно, что составы их очень близки между собой и соответствуют составу ВГБ.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Исходная магма щелочноземельной серии Восточной Камчатки.** Петрографические наблюдения, результаты изучения расплавных микровключений, данные экспериментального исследования известково-щелочных эффузивов М. Семячика свидетельствуют о том, что силикатной ликвидусной фазой исходного для этой серии магматического расплава является

высококальциевый плагиоклаз, который встречается не только в базальтах, но и в более кислых разновидностях пород этой серии — андезитобазальтах и андезитах. Экспериментами при 4 кбар установлено, что для состава ВГБ плагиоклаз с содержанием анортита 92—85 мол. % является ликвидусной фазой, начиная кристаллизоваться приблизительно при 1260°C. В андезите на ликвидусе при 1200—1210°C кристаллизуется гораздо более кислый плагиоклаз, близкий по составу к плагиоклазу I из этой породы. Напомним, что гомогенизация расплавных включений происходит при 1270—1280°C в плагиоклазе из ВГБ и при 1230—1250°C в плагиоклазе II из андезита. Таким образом, определенные различными методами температуры образования высококальциевого плагиоклаза из обеих пород хорошо согласуются между собой.

При расчете температур кристаллизации ВГБ и андезита по уточненному уравнению для плагиоклазового геотермометра [45] с использованием пары высококальциевый плагиоклаз — валовый состав породы получены значения 1320°C для температуры кристаллизации ВГБ и 1360—1380°C — для андезита. Учитывая точность метода ( $\pm 55^\circ$ ), рассчитанная температура кристаллизации ВГБ близка к экспериментально установленной, а температура кристаллизации андезита оказалась ненормально высокой. В то же время температура кристаллизации андезита, рассчитанная по паре плагиоклаз I — валовый состав андезита, равна 1170°C и практически совпадает с температурой кристаллизации близкого по составу плагиоклаза из расплава андезита при 4 кбар. Полученные данные свидетельствуют, что плагиоклаз II равновесен с валовым составом ВГБ и резко неравновесен с андезитом. Для последнего равновесным полевым шпатом является плагиоклаз I.

Расчеты с использованием экспериментальных данных по равновесиям плагиоклаз — расплав [45] и оливин — расплав [66] показали, что содержащийся во включениях в плагиоклазах ВГБ и андезита расплав (см. табл. 5) находится в равновесии с плагиоклазом-хозяином при установленных температурах гомогенизации, а оливин Fo<sub>75</sub>, чаще всего представляющий силикат-узелок в этих включениях, является продуктом равновесной кристаллизации этого расплава ( $K_D^{Fe/Mg} = 0,32$ ).

Ранняя кристаллизация плагиоклаза II и сразу вслед за ним оливина могла привести к образованию обособленных кристаллических скоплений, минеральная ассоциация которых — основной плагиоклаз + магнезиальный оливин  $\pm$  магнетит — отвечает одному из распространенных в таких породах типов гомогенных включений [18, 32 и др.].

На основании этого можно считать, что высокоглиноземистый базальтовый расплав, законсервированный во включениях высококальциевого плагиоклаза, характеризует состав исходной магмы, из которой происходила кристаллизация этого минерала.

Для оценки содержания воды в расплаве можно использовать минералогические критерии. Действительно, отсутствие амфиболов или других водосодержащих фаз среди минералов-узников расплавных включений и вкрапленников или компонентов основной массы в эффузивах М. Семячика уже говорит о бедности исходной магмы водой. К тому же, даже после весьма длительных (до 1000 лет) перерывов,

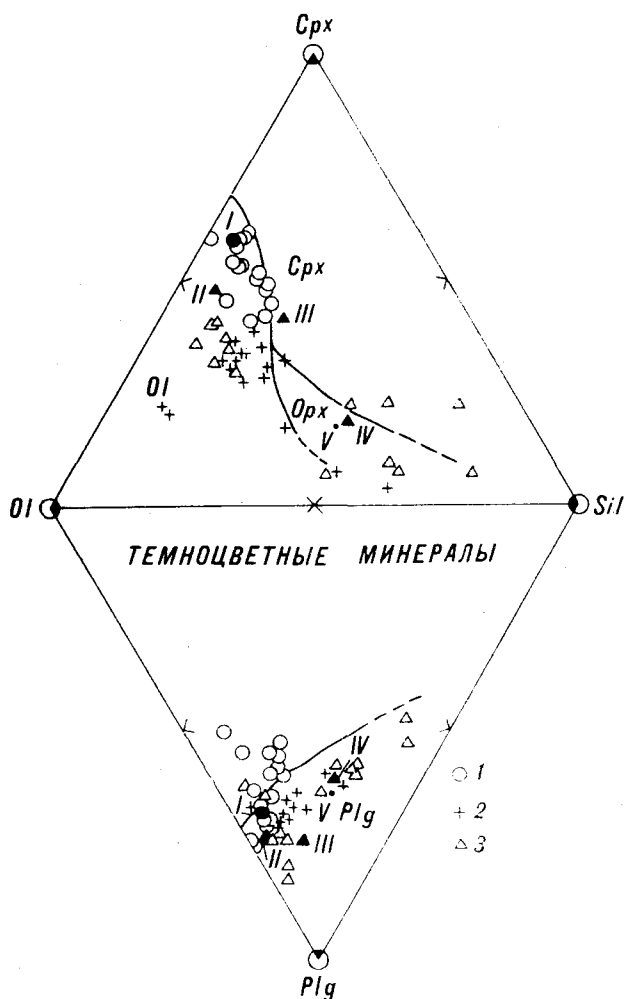


Рис. 7. Проекция границ фазовых объемов главных породообразующих минералов в обобщенной системе оливин — клинопироксен — кремнезем — плагиоклаз на плоскости оливин — пироксен — кремнезем и оливин — плагиоклаз — кремнезем по результатам экспериментального изучения природных объектов (данные наши, а также [13, 47, 58, 60, 69—71, 73]).

Показаны также проекции составов океанических толеитов (1, по [43]), известково-щелочных эффузивов Медисин Лейк (2, по [59]) и М. Семячика (3). I, II, III, IV — изученные нами океанический толеит, ВГБ, андезитобазальт и андезит соответственно.

вулканическая деятельность на М. Семячика начиналась излиянием двупироксеновых [32], а не пироксен-роговообманковых или роговообманковых андезитов, как это происходило в большинстве подобных долгоживущих вулканов Камчатки и других регионов мира, для которых содержание воды в исходных магмах оценивается величиной 1—3 мас. % [11, 38]. Поэтому предположение о том, что в исходной для восточно-камчатских известково-щелочных пород магме содержалось менее 1 мас. % воды, кажется нам вполне допустимым. Однако наиболее веским аргументом в пользу указанного заключения служит совпадение температуры гомогенизации расплавных включений в ликвидусной кристаллической фазе исходного расплава — высококальциевом плагиоклазе, являющемся «сквозным» минералом известково-щелочной серии М. Семячика от ВГБ до андезита, с температурой кристаллизации плагиоклаза такого же состава на ликвидусе ВГБ в безводных условиях, поскольку установлено, что наличие даже 1 мас. % воды в системе приводит к существенному понижению  $T$  ликвидуса (примерно на  $50^\circ$ ) по сравнению с «сухими» условиями [13, 14, 19, 37, 46, 48].

Вышеприведенные данные позволяют сделать вывод о том, что исходной магмой для пород известково-щелочной серии Восточной Камчатки является расплав ВГБ с весьма низким (менее 1 мас. %) содержанием воды.

Роль кристаллизационной дифференциации в эволюции серий известково-щелочных пород была освещена в наших предыдущих работах [25, 26]. На примере квазибинарного разреза форстерит — диопсид и бинарной системы форстерит — кремнезем было показано, что повышенные содержания гиперстена в нормативном составе известково-щелочных расплавов, по сравнению с магмами океанических толеитов, определяют возможность дифференциации первых в область кремнекислых составов. Особенно наглядно эти различия проявляются в присутствии дополнительных компонентов, в первую очередь плагиоклазов, как преобладающих минералов известково-щелочных пород.

Полученные экспериментальные данные позволили нам найти положение граничных поверхностей ликвидусных объемов главных породообразующих минералов (оливин, пироксены, плагиоклаз) в обобщенной системе оливин — клинопироксен — кремнезем — плагиоклаз, проекции которых на плоскости оливин — клинопироксен — кремнезем и оливин — плагиоклаз — кремнезем показаны на рис. 7. Расположение границ полей оливина и пироксенов на верхнем треугольнике этой диаграммы в общем аналогично конфигурациям соответствующих линий на проекциях, построенных



в результате обобщения экспериментальных данных для более простых систем (см. [25, 26]). Однако изображенные здесь границы отвечают сечению многокомпонентной системы при вариациях железистости, состава нормативного плагиоклаза и содержаний дополнительных компонентов, контролируемых ходом эволюции природных магм.

На рассматриваемую диаграмму нанесены также составы пород, принадлежащих к толеитовым [43] и известково-щелочным [59] сериям. Как видно, первичные магмы океанических толеитов проектируются очень близко к граничной системе оливин — клинопироксен, а их последовательные дифференциаты типа ферробазальтов располагаются близко к границе полей этих фаз. Для известково-щелочных серий мы вначале имеем эволюцию состава магм, которую можно связать с преимущественным фракционированием оливина, а затем путь дифференциации как бы продолжает линию, намеченную трендом океанических толеитовых магм. При этом наиболее дифференцированные ферробазальты океанических толеитовых серий оказываются достаточно близкими по соотношению главных компонентов цветных минералов к известково-щелочным андезитобазальтам. Различия между ними в основном сводятся к более высокой железистости и к более низким содержаниям нормативных полевых шпатов в океанических породах (см. рис. 7, нижний треугольник).

Проведенный анализ свидетельствует о том, что если снять эффект присутствия избыточного плагиоклаза, то эволюция известково-щелочных магм отвечает направлению нормального процесса кристаллизационной дифференциации. Избыток плагиоклаза доказывается и наличием в андезитах, наряду с равновесным плагиоклазом I, вкрапленников плагиоклаза II, явно кристаллизовавшихся из расплава ВГБ, с которым они находятся в равновесии.

Вероятной причиной накопления избыточного плагиоклаза в известково-щелочных породах вообще и появления вкрапленников плагиоклаза разного состава в андезите в частности является неполное гравитационное отделение этого минерала в ходе прогрессивной кристаллизационной дифференциации. Оно могло быть вызвано незначительными различиями плотностей плагиоклаза и силикатного расплава, а также проявлением гравитационно-кинетического эффекта по аналогии с предполагаемым механизмом формирования магматических апатитовых месторождений [17].

Количественную характеристику рассматриваемого процесса можно получить расчетами баланса масс, представляя каждую породу в комагматической серии в виде алгебраической суммы некоторых количеств минералов, даю-

щих вкрапленники в этой породе, и остаточной жидкости, равновесной с кристаллическим осадком такого состава.

В табл. 6 приведены результаты некоторых расчетов баланса масс в процессе кристаллизационной дифференциации известково-щелочных пород Восточной Камчатки. Последовательно применяя такой расчет к каждому следующему члену изученной комагматической серии, мы убедились, что фракционирование определенных количеств конкретных минералов приведет к формированию андезита из исходной магмы ВГБ.

Ввиду того, что известково-щелочные эффузивы часто содержат заметное количество вкрапленников плагиоклаза и других минералов [2, 62 и др.], валовый состав пород может не соответствовать составу силикатных расплавов, принимавших участие в их формировании. В связи с этим, мы попытались определить состав магматических жидкостей, которые первоначально содержали в себе некоторое количество кристаллической фазы, руководствуясь петрографическими данными, согласно которым в андезитобазальте и андезите М. Семячика большая часть порфировых выделений плагиоклаза представлена высококальциевым плагиоклазом, неравновесным с этими породами (см. табл. 2). Зная состав и количество этого минерала, нетрудно оценить состав изначально жидкой составляющей рассматриваемой породы. В андезите мы учли также присутствие около 1 об. % оливина ( $Fe_{0.3}$ ), неравновесного с вмещающей породой.

Как и следовало ожидать, составы рассчитанных жидких фракций оказались тождественными

Таблица 6

Результаты балансовых расчетов формирования известково-щелочных пород М. Семячика в процессе кристаллизационной дифференциации (по валовым составам пород)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,39	49,12	56,05	56,07	59,05	59,02
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,57	0,78	0,73	0,77	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	18,61	18,93	19,81	17,54	17,43
FeO	10,17	9,66	6,52	6,55	6,94	6,99
MgO	5,74	5,64	3,53	3,52	3,55	3,53
CaO	11,97	12,19	8,89	9,35	7,32	7,07
Na <sub>2</sub> O	2,34	2,56	4,08	2,87	3,23	4,20
K <sub>2</sub> O	0,54	0,65	1,21	1,10	1,53	1,28

Примечание. 1, 3, 5 — валовые составы изученных ВГБ, андезито-базальта и андезита соответственно; 2—0,54 (3) + 0,22Plg (An<sub>88</sub>Ab<sub>12</sub>) + 0,17Cpx (Wo<sub>44</sub>Fs<sub>2</sub>En<sub>46</sub>) + 0,02Ol (Fo<sub>90</sub>) + 0,05Mt(Ulv<sub>99</sub>), T=0,288; 4—0,7(5) + 0,24Plg (An<sub>77,2</sub>Ab<sub>22,8</sub>Or<sub>0,4</sub>) + 0,03Cpx (Wo<sub>38</sub>Fs<sub>2</sub>En<sub>38</sub>) + 0,02Orx (Wo<sub>2</sub>Fs<sub>30</sub>En<sub>30</sub>) + 0,01Mt(Ulv<sub>98</sub>), T=0,557; 6—0,38 (дацит, в таблице не приведен) + 0,42Plg (An<sub>82</sub>) Ab<sub>18,5</sub>Or<sub>1,5</sub>) + 0,05Cpx (Wo<sub>24</sub>Fs<sub>37</sub>En<sub>39</sub>) + 0,13Orx (Wo<sub>4</sub>Fs<sub>47</sub>En<sub>48</sub>) + 0,02Mt(Ulv<sub>98</sub>), T=1,071. В табл. 6—8 T равно сумме квадратов отклонений при решении балансовых уравнений методом наименьших квадратов.

Таблица 7

Результаты балансовых расчетов генерации андезитовых расплавов в ходе кристаллизационной дифференциации жидких фракций известково-щелочных пород М. Семячика

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,39	50,02	56,83	57,79	60,70	60,41
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,49	0,87	0,81	0,87	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	19,01	17,46	18,15	15,93	16,27
FeO	10,17	10,05	7,16	7,18	7,53	7,62
MgO	5,74	5,80	3,90	3,89	3,49	3,39
CaO	11,97	10,03	8,13	7,74	6,24	6,90
Na <sub>2</sub> O	2,34	2,93	4,31	3,15	3,53	3,54
K <sub>2</sub> O	0,54	0,67	1,34	1,29	1,71	1,49

Примечание. 1 — валовой состав ВГБ; 2 — 0,49(3) + 0,32Plg (An<sub>77,5</sub>Ab<sub>22,4</sub>Or<sub>0,2</sub>) + 0,06Crx (Wo<sub>4</sub>Fs<sub>1,4</sub>En<sub>40</sub>) + 0,07 Ol · (Fo<sub>7,6</sub>) + 0,05Mt(Ulv<sub>2,7</sub>), T = 1,664; 3 — состав жидкой составляющей андезитобазальта; 4 — 0,75(5) + 0,19 Plg (An<sub>77,2</sub>Ab<sub>22,4</sub>Or<sub>0,4</sub>) + 0,01 Crx (Wo<sub>3</sub>Fs<sub>2,9</sub>En<sub>35</sub>) + 0,04 Crx (Wo<sub>2</sub>Fs<sub>3,0</sub>En<sub>38</sub>) + 0,01 · Mt(Ulv<sub>2,8</sub>), T = 0,600; 5 — состав жидкой составляющей андезита; 6 — 0,75 (дацит, в таблице не приведен) + 0,12Plg (An<sub>52</sub> · Ab<sub>46,5</sub>Or<sub>1,5</sub>) + 0,07 Crx (Wo<sub>2</sub>Fs<sub>2,7</sub>En<sub>33</sub>) + 0,05 Crx (Wo<sub>4</sub>Fs<sub>4,7</sub> · En<sub>49</sub>) + 0,01Mt(Ulv<sub>3,3</sub>), T = 1,716.

венными валовым составом андезитобазальта и андезита, отличаясь от последних повышенными содержаниями всех петрогенных окислов, кроме глинозема и CaO, а результаты балансовых расчетов процесса кристаллизационной дифференциации только силикатных жидкостей (табл. 7) близки данным, полученным по валовым составам пород.

Таким образом, физико-химический анализ собственных и литературных экспериментальных данных, а также результаты балансовых расчетов, проведенных с учетом как валовых составов пород известково-щелочной серии, так и составов только их жидких составляющих, убедительно показали, что в эволюции щелочноземельных магм Восточной Камчатки от ВГБ до андезита ведущая роль принадлежит процессу кристаллизационной дифференциации основных расплавов, особенностью которого является неполная гравитационная отсадка плагиоклаза.

**Кристаллизация магнетита в условиях повышенной летучести кислорода.** При рассмотрении основных причин, вызывающих формирование андезитовых расплавов в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, особая роль отводится магнетиту, фракционирование которого на ранних этапах кристаллизации обеспечивает известково-щелочную направленность эволюции базальтового расплава. Наиболее последовательно эта гипотеза развита в работах Е. Осборна [61, 62 и др.].

Петрографические наблюдения, а также обнаружение высокотемпературного титаномагнетита в качестве минерала-узника микровключений в изученных породообразующих минералах позволило предположить, что формирование пород известково-щелочной серии М. Семячика происходило при повышенной летучести кислорода, когда магнетит появляется на ликвидусе соответствующих магм. Действительно, летучесть кислорода в процессе образования изученных вулканитов оценена нами в пределах 10<sup>-5</sup>—10<sup>-8</sup> бар. Сопоставление экспериментальных данных по устойчивости магнетита в эффузивах М. Семячика в различных  $T - f_{O_2}$  условиях (см. рис. 6, А—В) с результатами изучения андезитов из других районов Камчатки и мира — Ключевской сопки [19], Маунт Худ, США (наши данные и [48]), Парикутин, Мексика [46], Кратер Лейк США [64], Акита-комагатаке, Япония [67] — подтверждает правильность сделанных оценок для известково-щелочных магм М. Семячика.

Следовательно, имеющиеся экспериментальные данные и оценки летучести кислорода в ходе формирования серий вулканических пород различного состава, а также сходных пород известково-щелочных серий из различных мест, свидетельствуют, что характерной чертой процесса кристаллизации известково-щелочных эффузивов М. Семячика является повышенная летучесть кислорода.

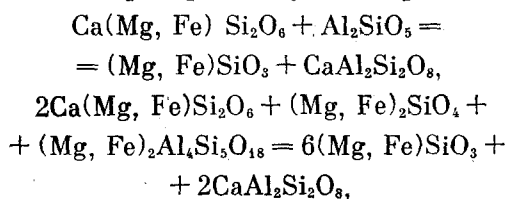
Как показали выполненные балансовые расчеты (см. табл. 6), для того, чтобы выбранная известково-щелочная серия могла быть сформирована в процессе кристаллизационной дифференциации, количество магнетита, образующегося при переходе от ВГБ к андезитобазальту, должно составлять более 5%. Можно сравнить эту величину с тем количеством магнетита, которое выделяется при кристаллизации основной магмы в закрытой системе. Для этой цели мы использовали экспериментальные данные П. Редера и Р. Эмсли [66] по равновесному распределению железа и магния между оливином и жидкостью, полученные ими при изучении базальтовых расплавов в условиях различной летучести кислорода. Рассчитав отношения, в которых кристаллизуются главные силикатные фазы и магнетит, мы убедились, что в условиях закрытой системы количество выделяющегося магнетита почти на порядок меньше, чем величина, полученная в результате балансовых расчетов для известково-щелочных пород Восточной Камчатки. Потом мы обратились к данным по Скергардской расслоенной интрузии — природной системе, кристаллизовавшейся в закрытых условиях, воспользовавшись материалами К. Брукса и Т. Нильсена [42]. Расчет баланса масс

показал, что и здесь магнетит кристаллизуется почти в столь же малых количествах, как и в предыдущем случае.

На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что интенсивная кристаллизация магнетита связана с дополнительным, по сравнению с закрытой системой, окислением магм и играет существенную роль в балансе вещества при формировании известково-щелочных магм Восточной Камчатки.

**Взаимодействие с окружающей средой.** Нам представляется, что наиболее реальной причиной появления петрохимических различий между известково-щелочными и толеитовыми магмами является взаимодействие родоначальной магмы с окружающей средой, в результате чего первая приобретает черты химизма высокоглиноземистого базальта, дальнейшая эволюция которого происходит в условиях повышенной летучести кислорода.

В настоящее время существует целый ряд разнообразных гипотез, каждая из которых удовлетворительно объясняет лишь некоторые черты, присущие известково-щелочным магмам. Селективная потеря водорода магматическим расплавом, приводящая к повышению летучести кислорода в очаге магнообразования [15], в этом случае кажется нам недостаточно действенной вследствие установленной сухости магм изучаемой серии. В качестве альтернативы можно предложить ассимиляцию толеитовой магмой высокоглиноземистого материала, например метапелитов. На возможность протекания подобных процессов обратил внимание В. С. Соболев. Их можно проиллюстрировать на примере следующих реакций:



показывающих, что взаимодействие алюминия, кордиерита или других высокоглиноземистых минералов метапелитов с нормативным диопсидом базальтового расплава приводит к росту содержания гиперстенового и анортитового компонентов. Одновременно происходит и повышение летучести кислорода в магматической камере за счет присутствия в поступающем высокоглиноземистом материале окисленных форм металлов переменной валентности, в первую очередь железа. Определенный вклад в этот процесс вносит и диссипация водорода из расплава в окружающее пространство. Модифицированные ассимиляцией метапелитов базальтовые расплавы могут в ходе кристаллизационной дифференциации при неполной

гравитационной отсадке плагиоклаза давать андезиты или еще более кислые составы.

Ряд известных геологических наблюдений подтверждает реальность рассматриваемого процесса. Ксенолиты кордиеритосодержащих пород в андезитах Курильских островов описаны В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой [35]; обломки перекристаллизованных глинистых осадков, окруженные агрегатами кристаллов плагиоклаза, встречены Х. Куно [56] в эффузивах щелочно-известковой серии Японии. С позиций ассимиляционной гипотезы можно объяснить [26] присутствие в породах известково-щелочных серий вкрапленников почти чистого анортита [56, 74], неравновесных с вмещающей магмой даже на самых ранних стадиях кристаллизации. Кроме того, по имеющимся данным [36], очаги андезитовых магм должны находиться около нижней границы чехла осадочных пород, вблизи или в пределах области активной переработки земной коры Восточно-Камчатского блока [7], где создаются оптимальные условия для взаимодействия магматического расплава с метаморфизованными осадками.

Рассмотрим взаимодействие толеитовых расплавов и метапелитов в количественном плане, оперируя конкретными составами развитых на изучаемой территории пород [6, 21, 29], микронзондовыми анализами породообразующих минералов и экспериментально полученных кристаллических фаз. Результаты расчетов показывают (табл. 8), что усвоение расплавом океанического толеита примерно 8% усредненной метаморфической породы кристаллического фундамента Камчатки приводит к образованию магмы изученного ВГБ, а кристаллический осадок при этом состоит

Таблица 8

Результаты балансовых расчетов генерации расплава ВГБ в процессе ассимиляции исходными толеитовыми магмами высокоглиноземистого материала

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,39	48,67	51,73	51,94	51,50	52,69
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,74	0,66	1,12	0,70	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	18,30	20,18	19,05	22,68	15,81
FeO	10,17	10,78	8,48	8,34	7,72	6,35
MgO	5,74	5,25	4,40	4,13	3,31	9,19
CaO	11,97	11,52	11,68	12,12	10,44	12,14
Na <sub>2</sub> O	2,34	3,30	2,56	2,83	3,21	1,13
K <sub>2</sub> O	0,54	0,45	0,31	0,47	0,44	1,64

Примечание. 1 — валовой состав ВГБ (М. Семьяч); 2 — 1,24 океан. толеит (табл. 1, ан. 4) + 0,08 гнейс [6] — 0,05 Pige. (Al<sub>2</sub>Si, Ab<sub>14</sub>) — 0,27 Crx (Wo<sub>4</sub>, Fs<sub>1</sub>, En<sub>4</sub>), T = 0,579; 3 — расплав из микровключения в плагиоклазе II андезита; 4 — 1,19 пикрит [54] + 0,14 филлит [21] + 0,02Mt (Ulv<sub>98</sub>) — 0,35 Ol (Fo<sub>88</sub>), T = 0,465; 5 — расплав из микровключения в плагиоклазе ВГБ; 6 — 2,49 меймечит [29] + 0,22 филлит [21] — 1,66Ol (Fo<sub>88</sub>) — 0,05 Crx (Wo<sub>4</sub>, Fs<sub>1</sub>, En<sub>4</sub>), T = 5,442 (большая величина T свидетельствует о наличии фаз, неучтенных при расчете).

из плагиоклаза и клинопироксена при резком преобладании последнего. В этом примере за исходную жидкость для известково-щелочных серий принят расплав изученного ВГБ. Подобный результат получается и в том случае, если в качестве исходной брать магму, соответствующую расплаву в микровключениях. Однако такой состав кристаллического осадка противоречит данным термометрии расплавных микровключений в оливине из ВГБ, согласно которым этот минерал кристаллизуется сразу вслед за высококальциевым плагиоклазом, а образование клинопироксена начинается при более низких температурах. Поэтому моноклинный пироксен не должен в большом количестве присутствовать в наиболее ранних кумулятах изученных известково-щелочных пород. Это противоречие может быть объяснено следующим образом.

Принимая во внимание расчетные данные и учитывая исследования последних лет [49, 54 и др.], а также результаты проведенного нами физико-химического анализа процессов плавления мантийного лерцолита в условиях различных давлений [27], можно предположить, что расплав океанического толеита не является примитивной жидкостью, непосредственно выплавляющейся из вещества мантии. Более вероятно, что мантийные выплавки отвечают по составу высокомагнезиальным магмам типа пикритов, коматитов, меймечитов.

Балансовые расчеты, произведенные с учетом последних данных, показали, что смешение пикритовой магмы с высокоглиноземистым материалом кристаллического фундамента Камчатки дает исходный высокоглиноземистый базальтовый расплав при отсадке большого количества оливина и аккумуляции несущественного количества магнетита (см. табл. 8, ан. 3, 4). Если контаминация высокоглиноземистым веществом подвергается первичная магма, имеющая состав восточнокамчатского меймечита, то с исходным расплавом ВГБ будет равновесна минеральная ассоциация клинопироксен + оливин при абсолютном преобладании последнего (см. табл. 8, ан. 5, 6), т. е. в этом случае результаты балансовых расчетов лучше согласуются с петрографическими данными.

Тем не менее нельзя полностью отвергать возможность генерации высокоглиноземистых базальтовых расплавов при взаимодействии толеитовой магмы с веществом метапелитов, так как в ходе этого процесса, согласно проведенным балансовым расчетам, происходит кристаллизация значительного количества клинопироксена, который наряду с основным плагиоклазом и магнезиальным оливином, является существенной составной частью включений габброидных пород, наиболее характерных для

эффузивов М. Семячика. Большинство исследователей эти включения рассматриваются как гомеогенные [20, 30 и др.]. Следовательно, результаты балансовых расчетов показывают, что ассимиляция основными магмами высокоглиноземистого вещества должна сопровождаться формированием кумулятов, состоящих преимущественно из плагиоклаза, оливина и клинопироксена, что совпадает с имеющимися данными по составу родственных включений в вулканитах М. Семячика.

Об участии, причем нередко в существенном масштабе, материала земной коры в формировании известково-щелочных магм говорят геохимические данные, включая изотопные исследования, по многим другим районам земного шара: Анд [53], Африки [41], Франции [65], Японии [57], Перу [55], Индонезии [75], Шотландии [72].

Таким образом, из представленных в этом разделе геологических и петрографических данных и результатов балансовых расчетов со всей очевидностью следует, что процессы ассимиляции базальтовой магмой мантийного генезиса окисленного высокоглиноземистого субстрата земной коры могут являться основной причиной различия путей эволюции известково-щелочной и толеитовой магматических серий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное физико-химическое изучение серии комагматичных известково-щелочных пород позволило определить состав исходной магмы и более количественно обосновать особенность условий ее эволюции:

1. Исходной магмой для пород известково-щелочной серии Восточной Камчатки является расплав ВГБ с весьма низким (менее 1 мас.%) содержанием воды.

2. В эволюции известково-щелочных магм Восточной Камчатки от ВГБ до андезита ведущая роль принадлежит процессу кристаллизационной дифференциации основных расплавов, особенностью которого является неполная гравитационная отсадка плагиоклаза.

3. Интенсивная кристаллизация магнетита связана с дополнительным, по сравнению с закрытой системой, окислением магм и играет существенную роль в балансе вещества при формировании известково-щелочных магм Восточной Камчатки.

4. Процессы ассимиляции толеит-базальтовой магмой мантийного происхождения окисленного высокоглиноземистого вещества земной коры могут быть основной причиной различия путей эволюции известково-щелочной и толеитовой магматических серий.

В заключение подчеркнем следующее. Не все выводы данной работы применимы к любым андезитам без исключения, так как выбранный для решения поставленных задач объект — вулкан М. Семячик — отличается от многих других центров известково-щелочного вулканизма: наряду с незначительными геохимическими отличиями, для М. Семячика наиболее характерно отсутствие пироксен-роговообманковых и роговообманковых андезитов в вулканической постройке, вследствие весьма низкого содержания воды в исходной магме. Как результат этого — повышение температуры ликвидуса известково-щелочных эффузивов М. Семячика по сравнению с другими сход-

лыми породами и обеспечение известково-щелочной тенденции развития почти безводного исходного расплава ВГБ посредством ранней массовой кристаллизации магнетита. Следовательно, присутствие заметных количеств воды не является единственным или обязательным условием для формирования известково-щелочных магматических серий. Вместе с тем участие летучих (исключая воду) в эволюции пород М. Семячика несомненно хотя бы только потому, что коэффициент эксплозивности во все периоды деятельности этого вулкана был довольно высок [33], достигая 80—90% во время формирования самого молодого конуса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П., Храмов Н. А. Кремнисто-вулкано-генные формации Камчатки и их петрохимические особенности.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969.
2. Бабанский А. Д., Соловова И. П. и др. Исходные магмы щелочноземельных серий по данным изучения расплавленных включений.— ДАН СССР, 1980, т. 253, № 4.
3. Белоусов А. Ф. О природе связи между базальтоидными и салическими породами в эффузивных ассоциациях.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.
4. Брайцева О. А., Егорова И. А. и др. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана.— Бюл. вулканолог. станций, 1978, № 54.
5. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М.: Наука, 1972.
6. Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978.
7. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978.
8. Горшков А. П. Глубинное строение вулкана Малый Семячик на Камчатке по гравиметрическим данным.— Геол. и геофиз., 1973, № 4.
9. Горшков А. П. Строение современного конуса вулкана М. Семячик на Камчатке по геофизическим данным.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
10. Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970.
11. Иванов Б. В., Кадик А. А., Максимов А. П. Физико-химическая эволюция андезитовых расплавов и генезис андезитов. Ч. 1.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 3.
12. Иванов Б. В., Кадик А. А., Максимов А. П. Физико-химическая эволюция андезитовых расплавов и генезис андезитов. Ч. II.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 4.
13. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
14. Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлениях 25—45 кбар.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. VI. М.: Наука, 1977.
15. Кеннеди Дж. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., 1950.
16. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981.
17. Козарко Л. Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977.
18. Курчев Ф. Ш., Шаранов В. Н. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979.
19. Максимов А. П., Кадик А. А. и др. Кристаллизация андезитового расплава при заданной концентрации воды в области давлений до 12 кбар.— Геохимия, 1978, № 5.
20. Масуренков Ю. П. Проблема включений и возможность вулканической петрологии.— Бюл. вулканолог. станций, 1974, № 50.
21. Масуренков Ю. П., Комкова Л. А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса.— М.: Недра, 1978.
22. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
23. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976, ч. 1.
24. Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981.
25. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8.
26. Рябчиков И. Д., Богатиков Р. А., Бабанский А. Д. Проблемы происхождения щелочноземельных магм.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
27. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. и др. Первичные магмы серий океанических толеитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8.
28. Рябчиков И. Д., Соловова И. П., Бабанский А. Д. Изучение расплавленных включений в искусственных кристаллах.— Геохимия, 1981, № 12.
29. Селиверстов В. А. Офиолиты Восточной Камчатки.— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978.
30. Селянгин О. Б. Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик.— В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974.
31. Селянгин О. Б. Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М., 1977.
32. Селянгин О. Б. Непрерывно-дифференцированные потоки лав с включениями и вероятное устройство области дифференциации магмы под вулканом.— Бюл. вулканолог. станций, 1979, № 57.

33. Селянгин О. Б., Брайцева О. А. и др. Геологические и геохронологические исследования современного вулкана.— В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.
34. Соловова И. П., Лапин В. В., Дмитриев Ю. П. Изучение расплавов включений в минералах базитов Филиппинского моря.— Геохимия, 1980, № 3.
35. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. (Вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975.
36. Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
37. Allen J. C., Boettcher A. L. Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of  $P-T-f_{H_2O}-f_{O_2}$ — Amer. Miner., 1978, v. 63, N 11/12.
38. Anderson A. T., jr. Water in some hypersthenic magmas.— J. Geology, 1979, v. 87, N 5.
39. Bayley D. K., Macdonald R. The evolution of the crystalline rocks. London: Academic Press, 1976.
40. Bender J. F., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41, N 3.
41. Betton P. J. Isotopic evidence for crustal contamination in the Karroo rhyolites of Swazilens.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1979, v. 45, N 2.
42. Brooks C. K., Nielsen T. F. D. Early stages in the differentiation of the Skaergaard magma as revealed by a closely related suite of dike rocks.— Litos, 1978, v. 11, N 1.
43. Clague D. A., Banch T. E. Formation of ferrobasalt at East Pacific mid-ocean spreading centers.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23.
44. Donnelly T., Francheteau J., Bryen W. e a. Initial reports of DSDP. Washington: U. S. Government Printing Office, 1979, v. 51—53, part 1.
45. Drake M. J. Plagioclase-melt equilibria.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1976, v. 40, N 4.
46. Egglar D. H. Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma.— Contribs Mineral. and Petrol., 1972, v. 34.
47. Egglar D. H. Application of a portion of the system  $CaAl_2Si_2O_8-NaAlSi_3O_8-SiO_2-MgO-Fe-O_2-H_2O-CO_2$  to genesis of the calc-alkaline suite.— Amer. J. Sci., 1974, v. 274, N 3.
48. Egglar D. H., Burnham O. W. Crystallization and fractionation trends in the system andesite— $H_2O-CO_2-O_2$  at pressures to 10 kbars.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84.
49. Elthon D. High magnesia as the parental magma for ocean floor basalts.— Nature, 1979, v. 278, N 5704.
50. Eugster H. P., Wones D. R. Stability relations of the ferruginous biotite, annite.— J. Petrology, 1962, v. 3, N 1.
51. Fudali R. F. Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magma.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1965, v. 29.
52. Fujii T., Kushiro I. Melting relations and viscosity of the abyssal tholeiite.— Carnegie Inst. Washington, 1977, v. 76.
53. Harmon R. S., Thorpe R. S., Francis P. W. Petrogenesis of Andean andesites from combined O—Sr isotope relationships. Nature, 1981, v. 290, N 5805.
54. Irvine T. N. Definition of primitive liquid compositions for basic magmas.— Carnegie Inst. Washington, 1977, v. 76.
55. James D. S. On the origin of the calc-alkaline volcanics of the Central Andes: revised interrelation.— Carnegie Inst. Washington, 1978, v. 77.
56. Kuno H. Petrology of Hacone volcano and the adjacent areas, Japan.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, v. 61.
57. Kurasava H. Isotopic composition of strontium in volcanic rocks from Fuji, Hacone, and Izu area, Central Japan. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 1979, v. 24, N 3.
58. Kushiro I. The system forsterite—diopside—silica with and without water at high pressures.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267-A.
59. Mertzman S. A., jr. The petrology and geochemistry of the Medicine Lake volcano, California.— Contribs Mineral. and Petrol., 1977, v. 62.
60. Nisbet E. G., Pearce J. A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings.— Contribs Mineral. and Petrol., 1977, v. 63.
61. Osborn E. F. Change in phase relations in response to change in pressure from 1 atm to 10 kbars for the system  $Mg_2SiO_4-iron\ oxide-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$ .— Carnegie Inst. Washington, 1978, v. 77.
62. Osborn E. F. The reaction principle.— In: The evolution of the igneous rocks. Fiftieth anniversary perspectives. New-York: Princeton, 1979.
63. Poldervaart A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma.— J. Geology, 1951, v. 59, N 5.
64. Ritchey J. L., Egglar D. H. Amphibole stability in a differentiated calc-alkaline magma chamber: an experimental investigation.— Carnegie Inst. Washington, 1978, v. 77.
65. Roche H., de la. Basalts and their differentiation products viewed from granites: the role of sialic contamination.— C. r. Acad. Sci., 1979, v. 289.
66. Roeder P. L., Emslie R. F. Olivine-liquid equilibrium.— Contribs Mineral. and Petrol., 1970, v. 29.
67. Sekine T., Katsura T., Aramaki S. Water saturated phase relations of some andesites with application to the estimation of the initial temperature and water pressure at the time of eruption.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1979, v. 43, N 8.
68. Stewart D. B. The system  $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O$ .— Carnegie Inst. Washington, 1957, v. 56.
69. Thompson R. N. The 1-atmosphere liquidus oxygen fugacities of some tholeiitic intermediate, alkalic and ultra-alkalic lavas.— Amer. J. Sci., 1975, v. 275.
70. Thompson R. N., Tilley C. E. Melting and crystallization relations of some Kilauean basalts: the lavas of the 1959—60 Kilauea eruption.— In: Progr. experimental petrol.; 1-st report, 1969.
71. Upton B. G. J. Melting experiments on Chilled gabbros and syenogabbros.— Carnegie Inst. Washington, 1971, v. 70.
72. Walch J. N., Beckinsale R. D., Skelhorn R. R., Thorpe R. S. Geochemistry and petrogenesis of tertiary granitic rocks from the island of Mull, Northwest Scotland.— Contribs Mineral. and Petrol., 1979, v. 71, N 2.
73. Walker D., Shibata T., De Long S. E. Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. II. Phase equilibria and mixing.— Contribs Mineral. and Petrol., 1979, v. 70, N 2.
74. Whitford D. J. Geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Sunda arc, Indonesia.— Ph. D. thesis; R. S. E. S. Australian Nat. Univ, 1975.
75. Whitford D. J., Jezek P. A. Geochemistry of Cenozoic and Recent lavas from the Banda Arc, Indonesia.— Carnegie Inst. Washington, 1977, v. 76.
76. Williams R. T. Reaction constants in the system  $Fe-MgO-SiO_2-O_2$  at 1 atm between 900° and 1300°C: experimental results.— Amer. J. Sci., 1971, v. 270, N 5.

УДК 551.24 : 552.65 (571.651)

*В. Ф. Белый*

## ВПАДИНА ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН — МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР ИЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НОВЕЙШЕГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ?

Рассмотрено развитие представлений о строении и происхождении впадины оз. Эльгыгытгын, которая после находок в ее пределах импактных пород стала рассматриваться как метеоритный кратер. Анализ геологического строения и положения впадины в региональных структурах и структурах Анадырского плоскогорья, особенностей их развития в меловое время и в течение неотектонического этапа свидетельствует

о том, что впадина оз. Эльгыгытгын — геологическая структура новейшего этапа развития Центральной Чукотки. Появление в озерных отложениях высоких террас обломков импактных пород, по-видимому, связано с кратковременным проявлением газового вулканизма как следствия своеобразного тектонического положения впадины.

Озеро Эльгыгытгын (озеро петающего льда) находится в водораздельной части Анадырского плоскогорья, откуда берут начало реки, впадающие в Восточно-Сибирское и Берингово моря. Оно расположено в котловине, имеющей правильную круглую форму диаметром около 17 км, на высоте 500 м над уровнем моря. Котловина вложена в горизонтально залегающие толщи альбских и сеноманских вулканических накоплений кислого и отчасти среднего состава, которыми сложено в различной степени расчлененное мелкое горье, возвышающееся над поверхностью озера не более чем на 400 м.

Озеро, также почти изометричной формы, достигает 12—14 км в поперечнике и смещено к юго-востоку относительно центра котловины. Максимальная глубина, установленная в центре озера, достигает 169 м. По данным И. А. Некрасова [12], чаша озера имеет прибрежную отмель шириной от 0,5 до 1,5 км и глубиной до 10 м, зону склона кругизной до 30°, где глубина резко возрастает от 10 до 100 м, и глубоководную область диаметром около 10 км, в пределах которой дно полого (под углом до 3°) понижается к центру.

С запада, северо-запада и севера озеро окружено полого поднимающейся к бортам котловины равниной шириной до 3,5 км, образованной рыхлыми озерными, отчасти аллювиальными и делювиальными отложениями. Здесь установлено несколько террасовых уровней, из которых два верхних имеют высоту 40—45 и ~ 80 м над уровнем озера.

Объем впадины Эльгыгытгын ориентировоч-

но оценивается в 115—120 км<sup>3</sup>, из них ~ 15 км<sup>3</sup> занято водой и 2—3 км<sup>3</sup> приходится на видимую часть рыхлых отложений, лежащих выше уровня озера.

Крупных водотоков в озеро не впадает, из него берет начало одна из самых красивых рек Чукотки — Энмываам (река в скалах).

### К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Первым исследователем впадины оз. Эльгыгытгын был С. В. Обручев. В августе 1933 г. с борта самолета он провел аэровизуальные наблюдения, а в феврале 1935 г. достиг озера на собачьих упряжках и выполнил несколько геологических маршрутов в его окрестностях [15, 16].

Исключительная выразительность идеально круглой впадины, окруженной высокими крутыми склонами, сложенными пестро окрашенными толщами вулканитов, и кобальтовая синь воды, которая переходит в почти черный цвет в центре озера, а вдоль берегов имеет бериллово-зеленую кайму [15], произвели глубокое незабываемое впечатление не только на С. В. Обручева, но и на всех, кому довелось увидеть оз. Эльгыгытгын в те короткие периоды времени, когда на нем не остается льда и ярко светит солнце.

Касаясь вопроса происхождения впадины оз. Эльгыгытгын, С. В. Обручев писал: «Геологическое строение окрестностей озера заставляет предполагать, что мы имеем дело скорее с фреатическим (газовым) взрывом, чем с провалом вулканического конуса» [16, с. 115].

При этом он отмечает отсутствие типичных туфобрекчий, которые могли бы быть образованы взрывом. В одной из позднейших работ С. В. Обручев, дав образное яркое описание впадины озера, сравнил ее с лунными кратерами [17].

В декабре 1948 г. оз. Эльгыгытгын посетил начальник Анадырской мерзлотной станции В. М. Пономарев, а летом 1952 г. географ И. Г. Стеценко [12].

В апреле — июне 1955 г. озеро исследовалось отрядом Анадырской мерзлотной станции, руководимым И. А. Некрасовым [12]. Отряд провел съемку береговой линии озера и измерение глубины по всей его акватории, которое сопровождалось отбором проб донных отложений. В южной части озера на первой террасе была пробурена скважина глубиной около 3 м. И. А. Некрасов отрицал предположение С. В. Обручева о происхождении впадины озера и отмечал, что в пределах Анадырского плоскогорья изометричные отрицательные формы рельефа имеют достаточно широкое распространение [12, 13].

Летом 1956 г. К. В. Паракедов и автор вели на территории Центральной Чукотки мелко-масштабную геологическую съемку обширного «белого пятна», в пределах которого находилось оз. Эльгыгытгын. Использование материалов аэрофотосъемки позволило тогда разработать для обширных вулканических полей региона основы стратиграфии и структурного районирования, которые к настоящему времени не претерпели сколько-нибудь существенных изменений. Особое внимание было обращено на картирование и структурный анализ площадей, прилегающих к оз. Эльгыгытгын. В одном из маршрутов в юго-западной части впадины был обнаружен обломок пемзовидной легкой темно-серой породы со светлыми пористыми включениями, совершенно не похожей на вулканогенные образования, слагающие склоны котловины. Однако этот образец затерялся среди нескольких сотен других и не был изучен под микроскопом. Условия залегания вулканогенных пород на склонах гор восточного и юго-восточного обрамления оз. Эльгыгытгын свидетельствовали о явлениях опускания (проваливания), сопутствовавших формированию впадины. Отмеченные признаки и общее геологическое положение впадины позволили нам рассматривать впадину озера как неотектоническую структуру обрушения [1].

Среднемасштабные геологические съемки, проводившиеся В. Г. Желтовским и Ф. Б. Равским в 1965—1969 гг., не изменили сложившиеся представления о стратиграфии и тектонике района оз. Эльгыгытгын.

В 1963 г. И. А. Некрасовым и П. А. Раудисом [14] было высказано предположение о

возможности метеоритного происхождения впадины оз. Эльгыгытгын. Однако отсутствие каких-либо признаков ударного метаморфизма в изученных ими восьми образцах коренных горных пород, отобранных В. Н. Ставицким в северной и северо-восточной частях горного обрамления впадины, заставило авторов отдать предпочтение нашей трактовке [1]. Вслед за этим в работах [10, 19] впадина Эльгыгытгын была включена в списки возможных метеоритных структур.

Во второй половине семидесятых годов после публикации Р. Дитца и Дж. Мак-Хоуна [18], в которой на основании анализа материалов космических снимков были выявлены определенные отличия в морфологии впадины Эльгыгытгын и вулканической кальдеры Крайтер-Лейк в Орегоне и в строении горного обрамления этих структур, гипотеза о метеоритном происхождении впадины Эльгыгытгын стала доминирующей среди исследователей.

Летом 1977 г. впадина Эльгыгытгын изучалась экспедицией Института геологических наук АН УССР под руководством Е. П. Гурова, а в 1978—1979 гг. экспедициями Комитета по метеоритам АН СССР и МГУ, руководимыми В. И. Фельдманом. Участниками экспедиций в рыхлых отложениях, главным образом высоких озерных террас в большом количестве, были обнаружены обломки и глыбы пемзовидных импактитов, «стекловатые бомбы аэродинамической формы», а также ударнометаморфизованные породы [5—9]. Это явилось решающим обстоятельством для утверждения того, что выполненные «...исследования позволили однозначно решить вопрос о метеоритном происхождении впадины озера Эльгыгытгын и положили конец тянущейся на протяжении ряда десятилетий дискуссии о генезисе этой структуры» [9, с. 6]. Следует отметить, что этот вывод, по мнению авторов [8, 9], подтверждается также геологоструктурными наблюдениями в горном обрамлении оз. Эльгыгытгын.

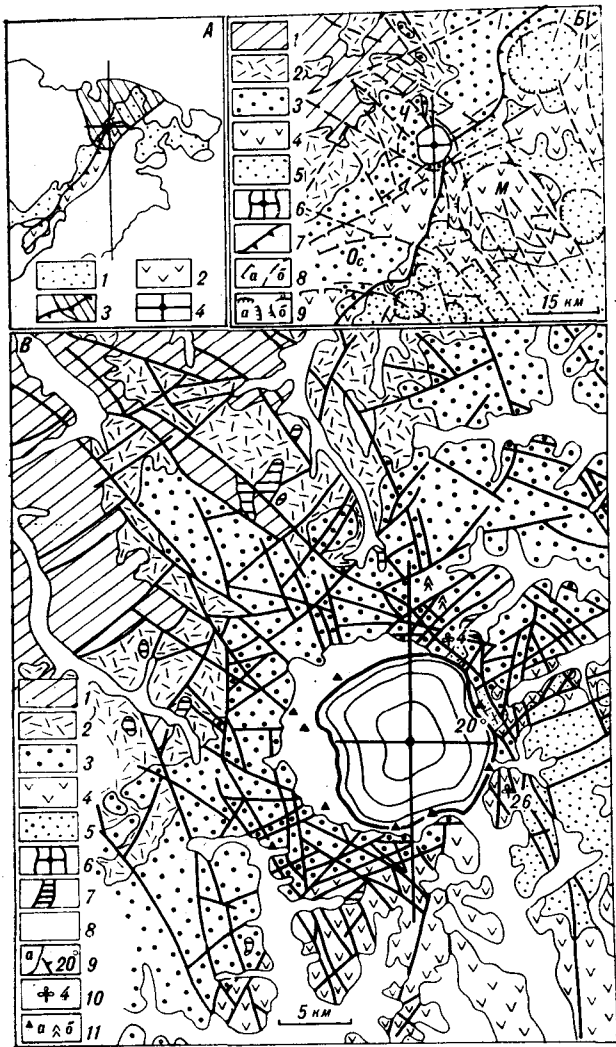
В предлагаемой статье предпринята попытка рассмотреть, в какой мере согласуется с геологической реальностью заключение об однозначном решении вопроса о метеоритном происхождении впадины оз. Эльгыгытгын.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ И ВПАДИНЫ ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН

*Краткая характеристика геологического строения Центральной Чукотки. На северо-западе и севере Центральной Чукотки (рис. 1, А) обнаружены складчатые структуры мезозой, име-*



Рис. 1. Тектоническое положение и особенности геологического строения района впадины оз. Эльгыгытгын.



А) схема положения впадины Эльгыгытгын в пределах Центральной Чукотки: 1, 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (1 — внешняя, 2 — внутренняя зоны); 3 — граница внешней и внутренней зон (территория Центральной Чукотки покрыта юсой штриховкой); 4 — местоположение впадины Эльгыгытгын.

Б) схема тектонического положения впадины оз. Эльгыгытгын в структурах южной части Анадырского плоскогорья (по [4] с некоторыми дополнениями и упрощениями): 1 — доальбские вулканогенные образования молассового комплекса Чукотских мезозой; 2—5 — вулканические накопления Охотско-Чукотского пояса (верхний альб — нижний сеноман): 2 — алькавунская, уатгикская и каленьмуваамская свиты (игнимбриды и туфы кислого и умеренно кислого состава); 3 — пыкарваамская, а восточнее оз. Эльгыгытгын и вороньянская свиты (преимущественно порфирокластические игнимбриды, реже туфы кислого и умеренно кислого состава); 4 — коэвунская свита (андезито-базальты, андезиты, базальты, их туфы, а также туфы умеренно кислого и кислого состава); 5 — эргываамская свита (игнимбриды и туфы кислого состава); 6 — оз. Эльгыгытгын, условное деление озерной чаши на квадранты; 7 — граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (вершины треугольников направлены в сторону внутренней зоны); 8 — разломы (а — ограничивающие грабены и горсты, штрихи направлены в сторону опущенного крыла, б — прочие разломы); 9 — изометричные вулканоструктуры (а — провалы и депрессии, б — купола).

Буквенные обозначения: М — Мечкрынэтвеемский купол, Ос — Останновий горст, Ч — Мало-Чаунский грабен.

В) схематизированная геологическая карта района оз. Эльгыгытгын (по материалам автора 1956, 1972 гг., дополненная данными Ф. Б. Раевского 1965—1968 гг.): 1—6 — см. условные обозначения к рис. 1, Б; 7 — субвулканические интрузии, не разделенные по составу; 8 — рыльчатые озерные и аллювиальные отложения; 9 — разломы (а), элементы залегания горных пород (б); 10 — главные местонахождения ископаемой флоры (цифры — номера местонахождений по [2, с. 22, 27]); 11 — главные местонахождения импактных пород (а) и конусов разрушения скальных пород (б), по [8, 9].

фами кислого и умеренно кислого состава (см. рис. 1, Б), разделенными на несколько свит и толщ [1, 2]. Для внешней зоны характерно широкое развитие изометричных вулканоструктур оседания, а также кальдер и моноклиналей. Известные здесь вулканотектонические грабены и сопряженные с ними горсты имеют обычно северо-западное простирание, наследующее простирание структур складчатого основания. Во внутренней зоне выходы тех стратиграфических подразделений верхнего альба, которые слагают внешнюю зону, относительно редки, так как они перекрыты более молодыми вулканическими накоплениями коэвунской (верхний альб), эргываамской и энмываамской (нижний сеноман) свит [2, 4]. Хорошо сохранившиеся изометричные вулканоструктуры оседания здесь устанавливаются лишь в нижнесеноманских образованиях.

Граница внешней и внутренней зон представляет собой систему вертикальных и крутопадающих протяженных разломов северо-восточного простирания, соединенных между собой относительно короткими поперечными разрывами. Эта граница является одним из крупнейших линейментов северо-востока Азии, существование которого устанавливается с палеозойского времени [3, 4].

Тектоническое положение впадины оз. Эльгыгытгын. Впадина оз. Эльгыгытгын находит-

ющие общее северо-западное простирание. Они сложены палеозойскими карбонатно-терригенными, триасовыми, а также нижнеюрскими терригенными отложениями (геосинклинальный комплекс) и позднемезозойскими (доальбскими) осадочными и вулканогенными образованиями (молассовый комплекс), прорванными многочисленными гранитоидными интрузиями.

Юго-восточная часть Центральной Чукотки сложена субаральными вулканическими накоплениями позднеальбского и раннесенманского возраста, которые относятся к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, простирающемуся в северо-восточном направлении, резко дискордантно по отношению к структурам мезозой.

Как и в большинстве других районов, здесь в строении вулканогенного пояса четко различаются внешняя и внутренняя зоны (см. рис. 1, А). Внешняя зона сложена почти исключительно верхнеальбскими игнимбридами и ту-

ся почти целиком в пределах внешней зоны вулканогенного пояса и лишь в юго-восточном квадранте она соприкасается со структурами внутренней зоны (см. рис. 1). В рассматриваемом районе (см. рис. 1, В) верхнеальбские вулканогенные толщи внешней зоны слагают крупную, наклоненную к юго-востоку под углом  $3-5^\circ$ , моноклираль, осложненную грабенами и горстами северо-западного и субширотного простираний. Впадина оз. Эльгыгытгын располагается в юго-восточной части Мало-Чаунского вулканогенного грабена (см. рис. 1, В), формирование которого связано с позднеальбской вулканической деятельностью. Детали строения этой структуры достаточно хорошо видны на рис. 1, В.

Таким образом, впадина оз. Эльгыгытгын приурочена, во-первых, к пересечению крупнейших зон глубинных разрывных нарушений древнего заложения (северо-восточного и северо-западного простирания), а во-вторых, к Мало-Чаунскому вулканогенному грабену, формирование которого произошло в позднем альбе.

Строение горного обрамления впадины, разрывные нарушения и некоторые особенности неотектоники сопредельных с ней районов. Склоны впадины оз. Эльгыгытгын сложены преимущественно (около 85% протяженности периметра) тонко стратифицированными пестроокрашенными игнимбритами и туфами кислого, реже умеренно кислого состава, относящимися к пыкарваамской свите. От истока р. Энмываам они непрерывно прослеживаются на склонах и водоразделе южного, западного и северного квадрантов впадины (см. рис. 1, В). Вулканогенные образования разбиты большим количеством различно ориентированных разрывных нарушений, среди которых преобладают разрывы северо-западного простирания. Амплитуды перемещения по разломам не превышают первых десятков метров. На западных склонах впадины горные породы лежат моноклиралью с наклоном  $3-5^\circ$  на юго-восток. В восточном направлении как на северном, так особенно и на южном склонах наблюдается заметное увеличение количества разрывных нарушений, более значительными и сложными становятся перемещения отдельных блоков.

Строение северо-восточных, восточных и юго-восточных склонов впадины отличается значительной сложностью. Здесь наряду с преобладающими разрывными нарушениями северо-восточного простирания характерны разрывы субмеридионального и северо-северо-западного направления. Амплитуды перемещения по ним нередко достигают нескольких сотен метров и вследствие этого здесь помимо пыкарваамской свиты вскрываются вулкани-

ческие накопления вороньинской, козвуньской и эргываамской свит, которые слагают отдельные блоки от нескольких сотен метров до первых километров в поперечнике (см. рис. 1, В). Нет необходимости подробно характеризовать строение перечисленных выше свит; это сделано в ранее опубликованной работе [2]. Следует лишь отметить, что остатки ископаемых растений, обнаруженные в вулканических накоплениях пыкарваамской и козвуньской свит непосредственно в пределах горного обрамления впадины, свидетельствуют о том, что они имеют скорее всего позднеальбский возраст. Важная структурная особенность этой части склонов впадины состоит в довольно часто наблюдаемом центроклинальном (под углом до  $20-30^\circ$ ) падении пластов горных пород как пыкарваамской, так и эргываамской свит. Повидимому, именно в этих блоках пород стратиграфические границы внешние достаточно различных вулканогенных образований пыкарваамской и эргываамской свит и отдельных горизонтов пород внутри свит были приняты за плоскости надвигов [9, с. 15].

Личные полевые наблюдения и работа с аэрофотоснимками, а также тщательное дешифрирование радиолокационных и народнохозяйственных космических снимков, выполненное сотрудником объединения Севостгеология В. Н. Дорогим (рис. 2, А, В), показывают, что единого кольцевого разлома или системы взаимосвязанных дуговых разломов, описываемых Е. П. Гуровым [8, 9, с. 13], вокруг впадины Эльгыгытгын в действительности нет. Не существует и каких-либо объективных оснований для выделения системы радиальных разломов. При обилии различно ориентированных разломов, которые дешифрируются вокруг впадины, всегда можно найти такие, которые будут направлены радиально по отношению к впадине. Но это как раз те примеры, которые свидетельствуют против правомерности выделения радиальных разломов в качестве особой категории структур.

Полной аналогии между сетями разрывных нарушений, дешифрируемыми по радиолокационным и космическим снимкам, не наблюдается (см. рис. 2, А, В). Но при этом важно уяснить, что как на тех, так и на других снимках впадина оз. Эльгыгытгын не выделяется как структура, связанная с кольцевыми разломами, хотя в сопредельных с ней районах кольцевые разломы дешифрируются.

Исключительный интерес в связи с обсуждаемой проблемой представляет материал, полученный при дешифрировании радиолокационных снимков. На рис. 2, А видно, что в рассматриваемом районе четко выделяются многочисленные линейные (преобладающие), кольцевые и дуговые разрывные нарушения. При этом

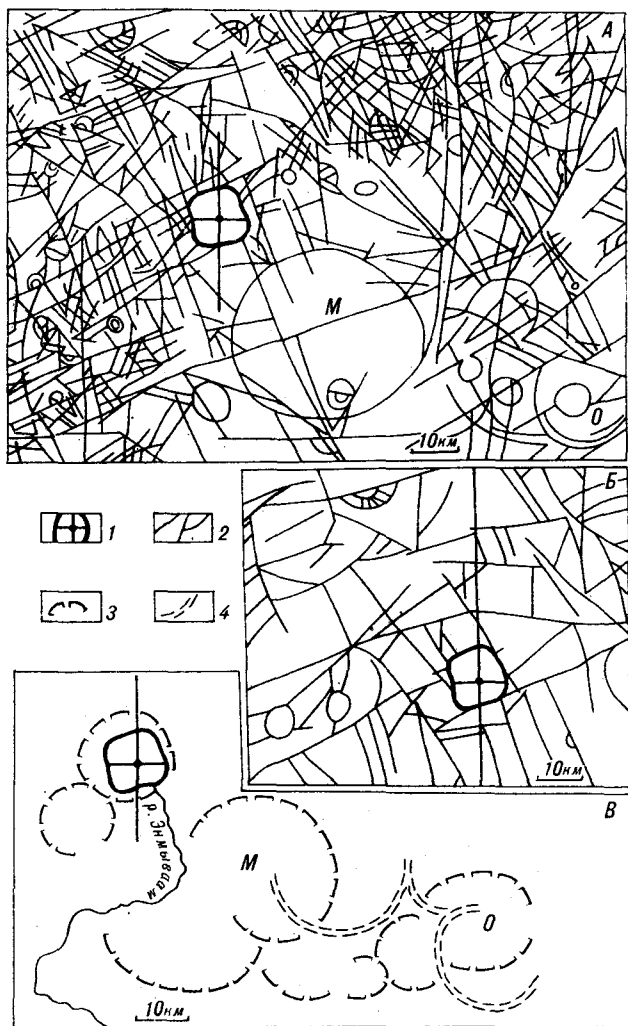


Рис. 2. Схемы разломов и некоторых элементов оргидрографии района оз. Эльгыгытгын.

А — схема разломов, дешифрированных по радиолокационным снимкам; Б — схема разломов, дешифрированных по народнохозяйственным космическим снимкам; В — дуговые и кольцевые системы водоразделов и речных долин в районе оз. Эльгыгытгын. 1 — оз. Эльгыгытгын, условное деление озерной чаши на квадранты; 2 — разрывные нарушения; 3, 4 — элементы оргидрографии (3 — водоразделы, 4 — дуговые участки речных долин). Буквенные обозначения: М — Мечекрыннэтвеевская система разломов и неотектоническая впадина; О — Озернинская система разломов и неотектоническая впадина.

внешняя и внутренняя зоны вулканогенного пояса различаются особенностями разрывной тектоники. Во внешней зоне наряду с протяженными разломами северо-восточного и северо-западного простирания устанавливается густая сеть сравнительно мелких линейных разрывных нарушений; кольцевые и дуговые разломы, нередко концентрические, имеют диаметр не более 10 км.

Во внутренней зоне отдешифрированных линейных разломов меньше, чем во внешней, но они имеют значительно большую протяженность. Примечательно, что здесь более широко

распространены кольцевые разломы, иногда образующие сложные концентрические системы, диаметр которых иногда достигает 40 км. Природа и история развития этих кольцевых структур сложна, разнообразна и во многом не познана. Тем не менее в некоторых случаях устанавливается их связь с геологическими и неотектоническими структурами. Так, например, самая крупная кольцевая структура, расположенная непосредственно к юго-востоку от оз. Эльгыгытгын (см. рис. 2, А), отвечает положению мелового Мечекрыннэтвеевского купола (см. рис. 1, В), сложенного коэвуньской свитой. На своде купола в неотектонический этап развития сформировалась одноименная впадина (см. рис. 2, В).

К востоку от Мечекрыннэтвеевского купола (см. рис. 1, В) находится изометричная вулканоструктура оседания, сложенная эргываамской свитой. Ей также соответствует кольцевая структура (см. рис. 2, А).

Крупная (около 20 км диаметром) концентрически построенная Озернинская кольцевая система разломов (см. рис. 2, А) совпадает с одноименной отрицательной вулканоструктурой, на которую наложена неотектоническая Озернинская впадина (см. рис. 2, В). Концентрическая система разломов, дешифрируемых на радиолокационных снимках, четко подчеркивается очертаниями водоразделов и речных долин.

Разница высот дний Мечекрыннэтвеевской и Озернинской неотектонических впадин и окружающих их водоразделов достигает 300—400 м. Помимо названных впадин, на территории, расположенной к юго-востоку от оз. Эльгыгытгын (внутренняя зона вулканогенного пояса), имеется еще ряд изометричных отрицательных неотектонических структур, очертания которых более или менее четко прослеживаются по сочетаниям дуговых систем водоразделов и речных долин (см. рис. 2, В).

Юго-западнее оз. Эльгыгытгын, в пределах внешней зоны, находится Угаткинский грабен и расположенный южнее Останцовый горст (см. рис. 1, В) субширотного простирания. Останцовый горст сложен пыкарваамской свитой, а грабен — андезито-базальтами коэвуньской свиты. В неотектонический этап тектонические движения в пределах этих структур развивались унаследованно: эффектно выраженный уступ вдоль северного края Останцового горста возвышается над понижением, занятым Угаткиным грабеном, на 300—400 м.

Таким образом, амплитуды видимых превышений в изометричных и линейных неотектонических структурах идентичны превышению вершин горного обрамления впадины оз. Эльгыгытгын над поверхностью озера. При этом

следует отметить, что мощность рыхлых отложений в центральных частях Мечекрынинтетвемской и Озернинской впадин не известна, но она может быть соизмеримой с глубиной оз. Эльгыгытгын, поскольку в хорошо изученных несравненно более мелких впадинах внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса известны большие мощности рыхлых отложений. Так, в пределах Магаданского батолита имеется Балахапчинская впадина размером  $2,5 \times 6$  км. Замкнутая со всех сторон, она окружена горами, возвышающимися над ней на 300—500 м. Внутри впадины, ближе к ее восточному краю имеется выход коренных пород ( $2 \times 1,5$  км, высота  $\sim 120$  м), непосредственно западнее этого выхода видимая мощность плиоцен-четвертичных отложений, установленная бурением, достигает 285 м.

Все выше изложенное позволяет рассматривать впадину оз. Эльгыгытгын как одну из неотектонических структур в Центрально-Чукотском секторе вулканогенного пояса, характер строения которой обусловлен прежде всего особенностями ее тектонического положения.

## ИМПАКТИТЫ И ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВПАДИНЫ ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН

Открытие в рыхлых террасовых отложениях впадины оз. Эльгыгытгын редких обломков и глыб импактитов, а за пределами впадины конусов разрушения в вулканогенных породах пыкарваамской свиты, всестороннее изучение петрологии этих образований [5—9] имеют важное значение и свидетельствуют о своеобразии условий формирования этой впадины. Исключительный интерес представляют результаты определения калий-аргоновым методом возраста стекловатых импактитов, который оказался равным  $3,5 \pm 0,5$  млн. лет [8, 9], что отвечает середине плиоцена.

Не оспаривая корректность сопоставления обнаруженных во впадине оз. Эльгыгытгын импактитов с продуктами высокобарического (до 500—600 кбар) ударного метаморфизма [6, 8, 9], полученными в экспериментах, по-видимому, не следует исключать и возможность несколько иных физических условий, которые могли бы привести к возникновению подобных образований. Резонно предположение, что они возникают не только при сверхвысоких давлениях в течение долей секунды, но и при относительно умеренном, зато несравненно более длительно осуществлявшемся давлении (промежутков времени от нескольких десятков до сотен лет ничтожно мал для геологических процессов). Следовательно, нельзя признать полностью правомерным утвержде-

ние, что находки импактитов однозначно свидетельствуют о взрывных явлениях, связанных с падением метеоритов. Примером этому может служить рассматриваемый случай, поскольку вывод о метеоритном происхождении впадины оз. Эльгыгытгын требует либо отрицания охарактеризованных ранее четко взаимосвязанных между собой особенностей геологического положения и строения впадины, либо признания совершенно невероятной случайности: падение метеорита произошло именно в эту, отличающуюся от других, точку. Неприемлемость как того, так и другого предположения очевидна и поэтому логично ставить вопрос о том, что импактиты оз. Эльгыгытгын могут являться продуктами еще не известных нам эндогенных процессов.

Все это заставляет вновь вспомнить предположение С. В. Обручева о происхождении впадины оз. Эльгыгытгын в результате фреатического (газового) взрыва и обратиться к развиваемым П. Н. Кропоткиным представлениям о роли газового вулканизма в образовании кольцевых структур на Луне и Земле.

Исследования последних лет «...вскрыли ведущую роль глубинного потока энергии и флюидов в различных геологических процессах» [11, с. 12] и тем самым подтверждают реальность глобального процесса дегазации Земли. «Выясняется, что глубинные флюиды в решающей степени могут влиять на изменения напряженного состояния в земной коре, на ход сейсмических процессов, образование пластичных, астеносферных слоев и формирование глубинных зон смятия, скучивания, прогрузий, диапиров и надвигов» [11, с. 13]. Учет возможности высокой активности глубинного флюида дает предпосылки к объяснению появления импактных пород во впадине оз. Эльгыгытгын, которое не будет входить в противоречие с геологическими наблюдениями.

Формирование впадины оз. Эльгыгытгын, как структуры неотектонического этапа развития Центральной Чукотки, началось, вероятно, задолго до рубежа  $3,5 \pm 0,5$  млн. лет, отвечающего образованию импактитов. По-видимому, положение впадины в месте пересечения крупнейшего линейamenta северо-востока Азии (границы внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) поперечными разломами северо-западного простирания, ограничивающими позднеальбскую вулканотектоническую структуру (Мало-Чаунский грабен), могло на определенном этапе развития оказаться благоприятным для «мгновенного» (в масштабе геологического времени) образования под ней интенсивного кратковременно существовавшего восходящего потока глубинного флюида.

Прогрев горных пород горячим флюидом должен был неизбежно приводить к образованию локальных очагов плавления, в которых могло развиваться значительное давление.

Взаимодействие глубинного флюида с газовой-жидкими компонентами, заключенными в позднеальбских, довольно сильно пористых, вулканических накоплениях, вероятно, сопровождалось мощными взрывными явлениями. В отличие от обычных вулканических взрывов, связанных с отделением летучей фазы от силикатного расплава, предполагаемые взрывы были скорее всего следствием химических реакций и обладали во много раз большей интенсивностью (под интенсивностью подразумевается мощность, приходящаяся на условную единицу объема геологического пространства). Они и явились причиной образования импактных пород, а также очень быстрого оседания (проваливания) днища впадины, которое не успевало компенсироваться накоплением наносов. С предположением об участии глубинного флюида в образовании импактных пород оз. Эльгыгытгын достаточно хорошо согласуются их петро- и геохимические особенности, описанные в работах Е. П. Гурова и его соавторов [8, 9].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема изучения происходящих и поисков следов былых взаимодействий космических тел и Земли является, несомненно, актуальной и захватывающе интересной областью исследований, которая в последнее время получила довольно широкое развитие. Человек неодно-

кратно был свидетелем падения метеоритов и связанных с этим катастрофических явлений. Поэтому вполне естественно, что редкие и необычные изометричные структурные формы земной поверхности стали объясняться как метеоритные кратеры. Этому способствовали открытия в их пределах высокобарических минеральных ассоциаций. Одновременно негласно появилась уверенность, что все происходящее и происходящее на Земле достаточно известно и не может объяснить наблюдаемые феномены. В действительности же дело обстоит не совсем так, ибо наши знания о большинстве наблюдаемых на земной поверхности геологических структур представляют собой в той или иной мере правильные эмпирические обобщения о их строении, на которых уже строятся выводы о возможных причинах и механизме развития структур.

Анализ всей совокупности геологических фактов, касающихся впадины оз. Эльгыгытгын и сопредельных районов Анадырского плоскогорья, приводит к выводу, что это одна из структур новейшего этапа развития Центральной Чукотки, своеобразие которой обусловлено прежде всего тем, что в силу особенностей тектонического положения, развитие ее, по видимому, сопровождалось проявлением газового вулканизма. Проведенный анализ приводит к заключению, что допущение метеоритного происхождения структур, таких как впадина оз. Эльгыгытгын и ей подобных, может быть признано правомерным лишь в том случае, если не окажется ни одного геологического факта, который при этом оставался бы вне объяснения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки. Львов, 1958.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
3. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
4. Белый В. Ф., Котляр И. Н., Милов А. П. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, м-б 1 : 1 500 000. 1977. Магадан: ГКП ПГО Севвостгеология, 1981.
5. Гуров Е. П., Вальтер А. А. и др. Взрывной метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке.— ДАН СССР, 1978, т. 240, № 6.
6. Гуров Е. П., Гурова Е. П. Стадии ударного метаморфизма вулканогенных пород кислого состава (на примере метеоритного кратера Эльгыгытгын, Чукотка).— ДАН СССР, 1979, т. 249, № 5.
7. Гуров Е. П., Гурова Е. П., Ракицкая Р. Б. Стишовит и коусит в ударнометаморфизованных породах кратера Эльгыгытгын на Чукотке.— ДАН СССР, 1979, т. 248, № 1.
8. Гуров Е. П., Гурова Е. П., Рябенко В. А. Импактиты и стекловатые бомбы метеоритного кратера Эльгыгытгын на Чукотке.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1.
9. Гуров Е. П., Гурова Е. П. Геологическое строение и ударный метаморфизм вулканогенных пород метеоритного кратера Эльгыгытгын. Препринт 81—4. Киев: ИГиН АН УССР, 1981.
10. Зоткин И. Т., Цетков В. И. О поисках метеоритных кратеров на Земле.— Астрон. вестн., 1970, т. 4, № 1.
11. Кропоткин П. Н. Дегазация Земли и геотектоника.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980.
12. Некрасов И. А. Экспедиция на озеро Эльгыгытгын.— В кн.: Проблемы Севера. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
13. Некрасов И. А. О происхождении и истории котловины озера Эльгыгытгын.— Геол. и геофиз., 1963, № 1.
14. Некрасов И. А., Раудонис П. А. Метеоритные кратеры.— Природа, 1963, № 1.
15. Обручев С. В. На самолете в Восточной Арктике. Л.: ВАИ ГУСМП, 1934.
16. Обручев С. В. Район Чаунской губы (геологический и орографический очерк). Л.: Главсевморпуть, 1938. (Тр. Арктического ин-та, т. 112).
17. Обручев С. В. По горам и тундрам Чукотки. М.: Изд-во геогр. лит., 1967.
18. Dietz R. S., McHone J. F. El'gygytgyn: Probably world's largest meteorite crater.— Geology, 1976, v. 4, n. 7.
19. Engelhardt von W. Meteoritenkrater.— Naturwissenschaften, 1974, t. 61, b. 10.

Поступила в редакцию 15 марта 1982 г.

*Е. А. Панских, Л. И. Кулиш*

## МЕТАСОМАТИТЫ ФОРМАЦИИ МАРГАНЦЕВЫХ СКАРНОВ

Рассмотрены своеобразные марганцевые метасоматиты, развитые во многих регионах мира (на Дальнем Востоке СССР, в Австралии, США, Швеции и др.), которые по условиям образования сходны с известковыми и магнезиальными скарнами и по аналогии с ни-

С известковыми и магнезиальными скарнами во многих регионах мира ассоциируют высокотемпературные железо-марганцевые метасоматиты, которые относят иногда к экзотическим разновидностям указанных скарнов, иногда к гидротермальным или метаморфическим образованиям либо к породам сложного и точно не выясненного генезиса [2, 12, 16]. Авторами подобные метасоматиты изучались в Шимановском рудном узле (Приамурье), который находится в пределах одноименного выступа фундамента Буреинского массива [7—9].

Площадь Шимановского рудного узла сложена протерозойско-кембрийскими отложениями, которые ороговикованы прорывающими их интрузиями габбро-диоритов и гранитов. Последние по геофизическим данным широко распространены на более глубоких горизонтах. Здесь выявлено несколько месторождений магнетитовых руд в магнезиальных скарнах.

Марганцевые метасоматиты находятся на юго-восточном фланге рудного узла, в 4 км от наиболее крупной залежи диопсидовых скарнов. Они локализируются в одной структуре — в трещинной зоне на контакте мрамора и ороговикованных сланцев. Скважинами вскрыто и прослежено по падению на 135 м крутопадающее тело почти мономинеральных метасоматических пород, сложенных кнебелитом (80—90%), манганокальцитом (5%) и гистерогенными минералами. Вертикальная зональность проявлена в снижении по склонению залежи содержания окиси марганца (от 16 до 12%) и увеличении концентрации окиси железа (от 29 до 40%) и кальция (от 3 до 5%), что связано в основном с повышением железистости кнебелита и в меньшей мере с возрастанием количества манганокальцита. По направлению к роговикам манганокальцит-кнебелитовая ассоциация минералов сменяется пироксмангит-

ми могут быть названы марганцевыми скарнами. Своеобразие их состава, минеральной зональности, рудоносности и геологических условий залегания заставляет выделить их в особую метасоматическую формацию марганцевых скарнов.

кнебелитовой и пироксмангит-гранатовой. В роговиках отмечается альбитизация и новообразование спессартина. Марганецсодержащие доломиты (Mn 2—7%) на контакте с метасоматитами мраморизованы, участками окварцованы. В них развиваются метабласты кнебелита.

Безводные минералы метасоматических пород замещаются даннеморитом, грюнеритом, актинолитом, сульфидами и магнетитом, причем последний замещает преимущественно манганокальцит. Сульфиды здесь распространены шире, чем в магнезиальных скарнах, и представлены не только пиритом и пирротинном, но и арсенопиритом. Содержание мышьяка в отдельных участках до 5%. Наиболее поздняя минеральная ассоциация представлена кальцитом, хлоритом, гидробиотитом, манганофилитом.

Марганцевые метасоматиты сходного типа детально описаны В. Т. Казаченко [5, 6] на Южном полиметаллическом месторождении в Верхне-Уссурском рудном узле, который находится в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы в юго-восточном крыле Главного синклиниория. В рудном узле преобладают терригенные отложения триасового, юрского и нижнемелового возраста и вулканогенные образования верхнего мела. Интрузивные породы представлены штоками и дайками гранит-порфиров. По геофизическим данным на глубине граниты слагают крупное тело. В 20 км от Южного месторождения находятся полиметаллические месторождения Дальнегорской группы, локализованные в известковых скарнах.

Площадь месторождения Южного сложена алевролитами с примесью туфогенного материала, песчаниками, глинистыми сланцами. Основной рудоконтролирующей структурой является разлом Рудный, круто падающий на

юго-восток. Через месторождение проходит зона орговикованных пород шириной 2—3 км, обрамленных пропилитизированными породами. Марганцевые метасоматиты слагают жилообразное тело, в большей части замещенное кварц-карбонат-сульфидными и сульфидными рудами. По реликтам метасоматитов удалось наметить вертикальную минералогическую зональность: нижние горизонты сложены бустамитом и марганцовистым пироксеном, на средних горизонтах преобладают родонит, пироксмангит и гранат, на верхних — кнебелит. Здесь также происходит закономерное увеличение с глубиной концентраций железа и кальция и уменьшение содержаний марганца. Большая часть безводных силикатов замещена. Бедные кальцием минералы верхнего горизонта заместились пиросмалитом и даннеморитом, по кальцийсодержащим минералам нижнего горизонта развивается актинолит, а затем кварц и карбонат. Наиболее поздним является гизингерит. Рудные минералы кристаллизовались вместе с амфиболами и несколько позже их и представлены сфалеритом, галенитом, пирротинном, арсенопиритом, сульфоантимонитами свинца, блеклыми рудами.

В Забайкалье С. С. Смирновым [13] описана Донинская группа полиметаллических проявлений, локализованных в трещинной зоне на контакте известняков и сланцев в метасоматических породах, состоящих из граната андрадит-спессартинового ряда, пироксена, бустамита, родонита и тефройта. Находящиеся рядом магнезиальные скарны расположены на контакте с гранитоидами и несут магнетитовую минерализацию.

Описанные метасоматиты аналогичны рудовмещающим породам месторождений Франклин и Стерлинг в Нью-Джерси, США [10], залегающим в белых кристаллических известняках докембрийской формации Франклин близ крутопадающей границы их с гнейсами Почук. Известняки содержат тела пегматитов, вокруг которых развиваются контактовые силикатные зоны. На месторождении Стерлинг силикатные породы состоят преимущественно из тефройта с небольшим количеством родонита и кальцита. На месторождении Франклин, расположенном на 300 м ниже по разрезу, рудовмещающие породы сложены родонитом, пироксеном и гранатом. Марганцовистые силикаты замещены франклинитом, виллемитом, цинкитом и другими минералами, общее количество которых превышает 150.

Одно из наиболее крупных и известных полиметаллических месторождений Брокен Хилл (Новый Южный Уэльс, Австралия) также локализовано в марганцевых метасоматитах [1, 17]. Оно приурочено к архейскому блоку гнейсов, сланцев и кварцитов серии Вильямс,

претерпевших метаморфизм кварц-андалузит-плагиоклаз-хлоритовой ступени. В участках развития марганцевых метасоматитов отмечается локальное повышение метаморфизма, фиксируемое по появлению гранат-силлиманитовых зон. Эта область получила название «очага Брокен Хилл». Длинная ось ее занята главной рудной жилой, по мере удаления от которой интенсивность изменений уменьшается во все стороны. В «очаге Брокен Хилл» широко развиты пегматоидные инъекции. Различают два типа рудовмещающих пород: силикатный, для которого характерны кварц, гранат, родонит, бустамит, пироксмангит, йохансенит, и карбонатный, в котором рудовмещающие породы состоят из манганокальцита, родохрозита и кварца. Вмещающие породы претерпели гранитизацию и окварцевание. Вертикальная зональность выражается в преобладании родонита в глубокозалегающих рудных телах и манганокальцита в верхних горизонтах. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, реже пирротинном, марказитом, арсенопиритом, халькопиритом, леллингитом и др.

В Центральной Швеции марганецсодержащие породы встречаются в наиболее древних докембрийских образованиях. Присутствие в них людвигита, флюоборита, гумита и широкое развитие структур замещения служит веским доказательством того, что они образовались в результате метасоматической переработки осадочного слоистого материала [14]. Обычно марганецсодержащие породы находятся вблизи магнезиальных скарнов, но никогда не залегают в контакте с ними [16]. Типичным является район Лангбана, Швеция. Марганцевые метасоматиты локализируются в толще переслаивающихся лептитов и марганецсодержащих доломитов. Сложены они спессартином, кнебелитом, родонитом, бустамитом, марганцевыми пироксенами, которые замещаются гидросиликатами и рудными минералами: гаусманитом, браунитом, сульфидами, редкими минералами мышьяка, сурьмы (всего более 400 минералов).

В данном обзоре кратко описаны лишь некоторые типичные разновидности марганцевых метасоматитов. Они часто встречаются в районах распространения магнезиальных или известковых скарнов, под которыми в настоящее время понимают метасоматические образования, состоящие из высокотемпературных безводных известково-железистых и магнезиально-железистых силикатов и алюмосиликатов, развитых как в контактах карбонатных и силикатных пород, так и вне их [3]. Марганцовистые метасоматиты находятся в тех же геологоструктурных условиях, что и магнезиальные и известковые скарны. Они образованы в высокотемпературных условиях при метасоматическом взаимодействии марганцовистых

карбонатных и алюмосиликатных пород, сложены безводными марганцево-железистыми силикатами и поэтому могут быть определены как марганцевые скарны. Более редкая их встречаемость объясняется меньшей распространенностью марганецсодержащих карбонатов.

Известные проявления марганцевых скарнов имеют ряд общих особенностей. Они встречаются в различных регионах мира, особенно характерны для Тихоокеанского пояса, приурочены обычно к выходам самых древних образований. Вмещающими для них служат алюмосиликатные и карбонатные породы с повышенным содержанием марганца. Чаще всего марганцевые скарны локализируются в зонах разломов на контакте мраморов и гнейсов (сланцев). В некоторых случаях, например на месторождении Южном, карбонатные породы непосредственно в контакте со скарнами не установлены, но их присутствие можно предполагать на глубине. Метаморфические породы серии Вильямс, вмещающие месторождение Брокен Хилл, не содержат в своем составе известняков и доломитов. Однако исследования по реставрации состава первичных осадков привели к выводу, что они были представлены глинами, известковистыми песчаниками, вулканитами основного состава с пластами и линзами карбонатных, марганцовистых и железистых пород [1]. Весьма характерно локальное повышение степени метаморфизма вмещающих пород вокруг марганцевых метасоматитов и присутствие пегматитов, даек и штоков графита. Предполагается широкое развитие гранитоидов в глубинных зонах. По механизму образования марганцевые скарны относятся к инфильтрационному типу; возможно магматическое замещение вдоль зон повышенной трещиноватости [9], аналогичное описанному для магнетитовых скарнов [15].

Минеральный состав марганцевых скарнов специфичен. Он включает в себя марганцовистые пироксены — бустамит, родонит, пироксмангит, оливины ряда тефроит — кнебелит. В таком порядке минералы сменяют друг друга в парагенезисах по восстанию залежей метасоматических пород в связи с последовательным возрастанием активности марганца, в меньшей мере железа, и снижением активности кальция, в меньшей мере кремния (см. таблицу).

Во внешних зонах к перечисленным минералам добавляются манганокальцит и гранат. Первый в контакте с карбонатными, второй — с алюмосиликатными породами. Особенности строения метасоматических колонок при вариации физико-химических условий скарнообразования не изучены. Вмещающие породы вокруг марганцевых скарнов претерпели перекристал-

### Обобщенная вертикальная зональность марганцевых скарнов

Уровни глубинности	Типоморфные парагенезисы типовых зон	Дополнительные минералы фронтальных зон
1	Кнебелит	± Манганокальцит
2	Кнебелит + пироксмангит	± Манганокальцит ± спессартин
3	Пироксмангит + родонит	± Манганокальцит ± спессартин
4	Родонит + бустамит	± Манганокальцит ± спессартин
5	Бустамит + йохансенит	± Манганокальцит ± спессартин
6	Йохансенит	± Гранат

лизацию, гранатизацию, альбитизацию и окварцевание. В зонах метасоматоза имеет место телескопирование минеральных ассоциаций, указывающее на длительность функционирования зон. По мере снижения температур уменьшается щелочность скарнирующих растворов и возрастает активность железа. Первичные минералы скарнов замещаются гидросиликатами (ведущую роль играют пиросмалит, рихтерит, даннеморит, манганофиллит) и рудными минералами.

В марганцовистых сланцах локализируются комплексные руды цинка, свинца, мышьяка, марганца и ряда других элементов. В целом описываемые образования характеризуются присутствием значительного числа редких минералов (до 400), что отражает специфичность условий их формирования. Последние еще практически не изучены. Это связано с тем, что каждое проявление марганцевых метасоматитов изучалось вне связи с другими рудопроявлениями.

В настоящее время широкое распространение получил формационный анализ геологических образований, в том числе и метасоматитов. К формационной типизации последних существует два подхода: генетический и вещественный. В первом случае под метасоматической формацией понимается индивидуализированная естественная совокупность метасоматических фаций, характеризующаяся единой определенной минеральной ассоциацией и единой определенной геологической позицией [4]. При втором подходе под формацией понимается естественное природное тело, сложное закономерным набором пород, связанных общей структурой, имеющее границы, определенную форму и внутреннее строение [11].

Анализ фактического материала показывает, что марганцевые скарны пространственно обособлены от других типов высокотемпературных метасоматитов, характеризуются сходством в условиях залегания, имеют специфический



состав, строение и, таким образом, удовлетворяют требованиям, содержащимся и в первом, и во втором определениях метасоматической формации.

## ВЫВОДЫ

Высокотемпературные марганцевые метасоматиты по условиям образования сходны с известковыми и магнезиальными скарнами и по аналогии с ними могут быть названы марган-

цевыми скарнами. В то же время своеобразие их состава, минеральной зональности, рудоносности и геологических условий залегания служит основанием для выделения их в особую формацию марганцевых скарнов. Основными задачами ее изучения являются: 1) выявление структуры формации, 2) выделение минеральных фаций в зависимости от вариаций условий метасоматоза, 3) выяснение пространственной и генетической связи оруденения с определенными типами марганцевых скарнов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Амирасланов А. А., Иванова Н. С.* Свинцово-цинковые месторождения Австралии. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
2. *Бок И. И.* Основы рудной геологии. Алма-Ата: Наука, 1974, кн. 2, ч. 1.
3. Геологический словарь. М.: Недра, 1973, т. 2.
4. *Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Классификация метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
5. *Казаченко В. Т.* Марганцовисто-железистые метасоматиты полиметаллического месторождения Южного (Восточный Сихотэ-Алинь).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. (Тез. докл. на IV Всес. конф.). Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
6. *Казаченко В. Т.* Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. М.: Наука, 1979.
7. *Панских Е. А., Кулиш Л. И.* Марганцевая минерализация Шимановского рудного поля.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Амурской области. Свободный, 1975.
8. *Панских Е. А., Кулиш Л. И.* Новый тип марганцевой минерализации в докембрии Буреинского массива.— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
9. *Панских Е. А., Кулиш Л. И.* Скарново-магнетитовые руды и марганцевая минерализация Шимановского рудного узла (Приамурье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2.
10. *Пинжер А.* Геология района месторождений Франклин-Стерлинг, Нью-Джерси.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: ИЛ, 1951.
11. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Значение зональности гидротермально измененных пород для выделения метасоматических формаций.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975.
12. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965.
13. *Смирнов С. С.* Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
14. *Фрич Р.* Докембрийские осадочные железные руды Швеции.— В кн.: Геология и генезис железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972.
15. *Шабынин Л. И.* Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973.
16. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958.
17. *Эндрьюс Э.* Геология месторождения Брокен Хилл.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: ИЛ, 1951.

ДВИМС  
ИТиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
2 декабря 1981 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Б. И. Васильев

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ДРАГИРОВАНИЯ НА ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ОБРУЧЕВА

(Тихий океан)

УДК 551.24

По материалам драгирований, выполненных в 1981 г. в 15-м рейсе НИС «Каллисто» в юго-восточной части возвышенности Обручева, описано семь комплексов пород, которые условно сопоставляются с аналогичными комплексами Камчатки: метаморфические породы (докембрий), эвгеосинклинальные кремнисто-вулканогенно-осадочные образования (верхний мел), туфогенно-осадочные отложения, субазральные кислые эффузивы и их туфы (эоцен — олигоцен), наземные вулканогенно-осадочные образования кислого со-

става (верхний миоцен — плиоцен), наземные вулканогенные образования андезитового и базальтового состава (плиоцен — антропоген) и интрузивные образования преимущественно кислого состава. Сделан вывод о принадлежности геологических структур возвышенности Обручева к Азиатскому материку, которые отделились от него в позднем кайнозое в результате заложения глубоководных желобов и блоковых опусканий земной коры.

В августе 1981 г. в 15-м рейсе НИС «Каллисто» под руководством автора выполнено шесть драгирований в юго-восточной части подводной возвышенности Обручева, расположенной на стыке Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов (рис. 1).

Наиболее детальные работы проведены на горе Детройт, которая представляет собой сложно расчлененный массив, возвышающийся над ложем океана на 4200 м. Массив венчает конусообразная вершина высотой около 500 м, являющаяся, по-видимому, абразионным останцом. По данным непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), гора Детройт отвечает выступу сейсмоакустического фундамента.

В предвершинной части горы выполнено три результативных драгирования и одна дночерпательная станция. Кроме того, четыре станции драгирования выполнены к западу от горы Детройт (см. рис. 1). На каждой станции поднято от 15 до 100 кг глыб и щебня пород, оторванных от обнажений, а также галька и гравий этих пород.

Петрографическое и литологическое изучение драгированного материала, выполненное автором совместно с В. А. Селивановым, позволяет с той или иной долей условности сгруппировать породы в комплексы и сопоставить их с близкими образованиями, распространенными на Камчатке.

Первый комплекс (12 образцов) представлен глубоко метаморфизованными породами амфиболитовой фации — мелкозернистыми полосчатыми биотитовыми гнейсами с гранатом, серыми среднезернистыми амфибол-биотитовыми гранитогнейсами, серыми слюдястыми кварцитами, зелеными среднезернистыми амфиболитами с лейкоксоном, зелеными катаклазированными кварцево-хлоритовыми сланцами и белыми мелкозернистыми мраморами. Эти породы могут быть сопоставлены с породами

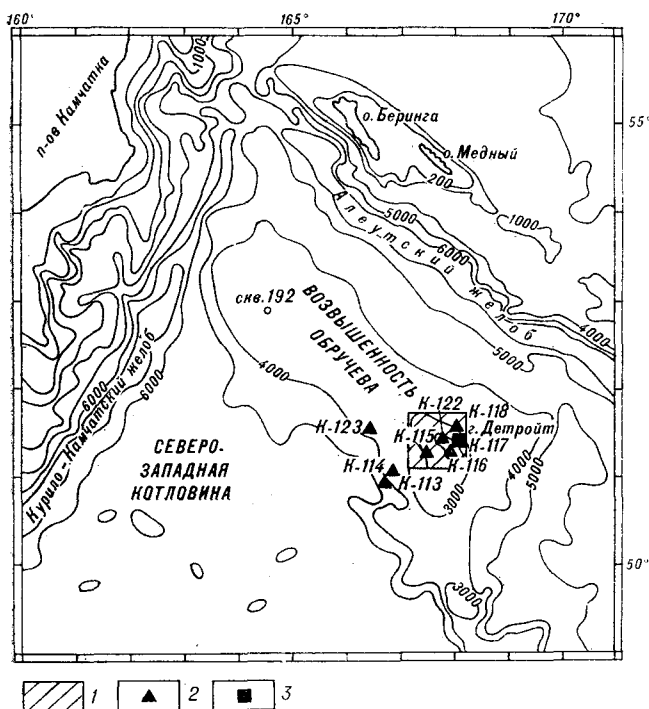


Рис. 1. Схема расположения района работ.

1 — район детальных работ; 2 — станции драгирования; 3 — дночерпательная станция.

колпаковской и ганальской серий Камчатки. По-видимому, метаморфические породы в рассматриваемом районе, как и на Камчатке, слагают комплекс основания и обнажаются в глубоководно эродированных тектонических блоках среди более молодых образований.

Второй комплекс (147 образцов) объединяет зеленокаменно измененные вулканогенные, туфогенно-осадочные и кремнистые породы: андезитовые, базальтовые и диабазовые порфиры, реже — фельзиты, туфолавы, литокристаллокластические и кристаллокластические туфы основного и среднего состава, измененные туфогенные и кварцитовидные песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты и кремнистые породы. В составе псаммитовой фракции преобладают угловатые обломки кварца, полевых шпатов и вулканических пород. Цемент преимущественно кварцево-серицитовый, иногда с новообразованиями биотита, эпидота и хлорита. Среди пород этого комплекса наблюдаются брекчированные и рассланцованные разности с трещинами, залеченными бластическим кварцем, иногда с серицитом, эпидотом и кальцитом. По литологии и характеру вторичных изменений рассматриваемый комплекс, видимо, может сопоставляться с ирунейской свитой Камчатки (верхний мел). К рассматриваемому комплексу приурочено большинство интрузивных пород различного состава (от ультраосновных до кислых), которые описаны ниже (седьмой комплекс).

В третий комплекс объединены осадочные и туфогенно-осадочные отложения, которые составляют примерно четвертую часть драгированного материала, как угловатого, так и окатанного (253 образца). Это темные и зеленоватые гравелиты, песчаники и алевролиты; преобладают разномерные туфогенные граувакковые песчаники. Для всех пород этого комплекса характерна плохая сортировка обломочного материала и его слабая окатанность (преобладают угловатые зерна и обломки кристаллов), что указывает на близость источников сноса. Обломочная часть песчаников и алевролитов состоит из фельзитов, дацитов, андезитов, порфиритов, их туфов, реже — базальтов, зерен и обломков кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, иногда — калишпата. Встречаются также зерна оливина, ортита, эпидота, глауконита и остатки карбонатных скелетов микроорганизмов. Для пород комплекса характерно отсутствие метаморфизма и существенных вторичных изменений. Структуры и текстуры пород, а также наличие в них остатков глауконита и раковинного слоя моллюсков указывают на мелководные условия их формирования вблизи областей сноса, сложенных в основном эффузивными породами смешанного состава (от основных до кислых). Наиболее

вероятным аналогом рассматриваемого комплекса на Камчатке является верхняя часть крапивненской свиты (эоцен — олигоцен), имеющая такой же состав.

К четвертому комплексу относятся кварцевые порфиры и их туфолавы, фельзиты, фельзит-порфиры, дациты, андезито-дациты, дацитовые порфиры, реже андезиты, базальты, их порфиритовые разности, туфы, в той или иной степени затронутые вторичными процессами (126 образцов). Преобладают туфолавы кварцевых порфиритов с вкрапленниками и обломками кристаллов кварца, плагиоклаза, калишпата и кислых эффузивных пород, заключенных в фельзитовой основной массе, иногда с участками нераскристаллизованного стекла. Широко развиты также литокластические и кристаллокластические алевропсаммитовые и псефито-псаммитовые туфы кварцевых порфиритов. Структурные и текстурные особенности пород указывают на их формирование в субэвральном условиях. Вероятным аналогом описанного комплекса на Камчатке является березовская свита (миоцен).

Пятый комплекс, самый представительный (примерно третья часть драгированного материала — 345 образцов), представлен очень характерными светлыми породами кислого состава — липаритами, липаритовыми порфирами, их туфолавами и ксенотуфами, игнимбритами, туфами, туффитами и туфогенными органогенно-кремнистыми породами с остатками кремнистых и карбонатных скелетов микроорганизмов. Среди вулканогенных пород преобладают флюидально-полосчатые туфолавы липаритов с обломками кварцевых порфиритов и их ксенотуфов, фельзитов, дацитовых порфиритов, андезитов, лимонитизированных базальтов, трахиандезитов с вкрапленниками и обломками кристаллов кварца, плагиоклаза, реже калишпата и темноцветных. Обломки частично оплавлены и резорбированы основной массой. Последняя обычно имеет флюидально-полосчатую структуру, встречаются также игнимбритовые фьямме-структуры и структуры типа «хлебной корки». Породы совершенно не изменены вторичными процессами. Формирование их происходило в наземных условиях. Несколько реже встречаются литокристаллокластические и кристаллокластические туфы липаритов, очень сходные с вышеописанными туфолавами и отличающиеся от них только кремнистым составом цемента.

Среди туфогенно-осадочных пород рассматриваемого комплекса преобладают светлоокрашенные (желтые или желтовато-серые) нелитифицированные неяснослоистые алевропелитовые и алевропсаммитовые кремнистые туффиты, состоящие из аморфного кремнезема с включениями обломков кварца и полевых шпатов, ре-

же темноцветных, образующих иногда линзовидные и округлые гнезда. Степень сортировки материала и его окатанность невысоки. В туффитах повсеместно присутствуют кремнистые, реже — карбонатные остатки микроорганизмов, количество которых в ряде мест достигает 50—60% от общего объема пород. Наряду с туффитами в составе комплекса принимают участие сходные с ними разнозернистые туфопесчаники, отличающиеся преобладанием псаммитовой фракции, иногда переслаивающиеся с туффитами. Изредка встречаются туфопесчаники с карбонатным цементом.

Формирование туфогенно-осадочных пород рассматриваемого комплекса происходило, по-видимому, в мелководных морских условиях вблизи центров наземного кислого вулканизма. На Камчатке аналогом пород пятого комплекса скорее всего являются образования алнейской серии (верхний миоцен — плиоцен).

Шестой комплекс представлен практически не затронутыми вторичными изменениями черными и красновато-бурыми миндалекаменными эффузивами основного и среднего состава (88 образцов), среди которых встречаются следующие различия:

- базальтовые порфириты оливин-двупироксеновые и пироксеновые;
- базальты черные шлаковидные стекловатые и полустекловатые;
- базальты красновато-бурые и сургучно-красные полустекловатые с вкрапленниками пироксена;
- андезит-базальты красновато-бурые пироксеновые и их туфолавы;
- плагиобазальты темно-серые миндалекаменные полустекловатые (без темноцветных);
- андезитовые порфириты и плагиопорфиры серые с вкрапленниками плагиоклаза и иногда биотита в микролитовой основной массе;
- трахиандезиты серые с редкими вкрапленниками роговой обманки;
- никритовые базальты черные оливин-пироксеновые (без плагиоклаза);
- туфолавы андезитов и андезит-базальтов мелкообломочные, миндалекаменные;
- туфы андезитов и базальтов литокластические и литокристаллокластические псефито-псаммитовые;
- туфобрекчия базальтов шлаковидные с халцедоном.

Породы комплекса очень сходны с плиоцен-четвертичными вулканиками Курильских островов и Камчатки и, вероятно, имеют такой же возраст.

В седьмой комплекс объединены все интрузивные и жильные породы различного возраста (112 образцов). Без детального петрографического и петрохимического изучения их классификация невозможна, поэтому здесь мы ограничимся перечислением пород и их краткой характеристикой.

Среди пород седьмого комплекса резко преобладают гранитоиды, диориты и их жильные аналоги:

- граниты лейкократовые светло-серые и розовые, часто порфировидные, от мелко- до крупнозернистых, иногда катаклазированные;
- граниты белые аляскитовые с пегматоидной структурой, свежие;
- граниты серые амфибол-биотитовые от мелко- до среднезернистых, иногда порфировидные, свежие;
- гранодиориты серые среднезернистые амфиболовые, сильно измененные;
- плагиогранит-порфиры серые амфиболовые;
- кварцевые диориты серые среднезернистые порфировидные биотит-амфиболовые;
- диориты серые среднезернистые амфиболовые;
- гранит-аплиты розовые лейкократовые;
- аплиты светло-серые;
- фельзит-порфиры серые;
- сиенит-порфиры розовые;
- кварцевые диоритовые порфириты амфиболовые и биотит-амфиболовые;
- микродиориты темно-серые;
- кварц жильный.

Интрузивные и жильные породы основного и ультраосновного состава встречаются в единичных образцах:

- габбро амфибол-пироксеновое крупнозернистое;
- диабазовые порфириты пироксеновые и оливин-пироксеновые;
- оливинит мелкозернистый серпентинизированный.

По-видимому, большинство интрузивных пород приурочено ко второму комплексу (вулканогенно-осадочные и кремнистые породы) условно верхнемелового возраста.

Анализ полученных данных показывает, что строение юго-восточной части возвышенности Обручева сходно со строением Центрально-Камчатской и Малко-Петропавловской зон Камчатки, отличаясь от них несколько сокращенным разрезом кайнозойских отложений (рис. 2). Вероятно, этот регион следует рассматривать как часть поздне меловой геосинклинали, заложившейся на докембрийском сиалическом основании. В кайнозой на нее наложился вулканический пояс, формировавшийся в наземных условиях. Обилие кислых вулканитов и гранитоидов указывает на наличие здесь зрелой сиалической коры.

Для драгированного материала очень характерно наличие колоний (биостромов) отмерших губок, обрастающих коренные породы, со щебнем и галькой, вросшими в губчатую ткань. Такие колонии формируются на малых глубинах и могут свидетельствовать в пользу недавнего (плейстоценового) погружения региона. На это же указывает и наличие среди поднятых образцов гальки того же состава, что и неокатанные породы.

Основные этапы геологического развития изученного региона могут быть представлены следующим образом.

1. Мел. Геосинклинальный прогиб, заложившийся на докембрийском сиалическом основании, формирование кремнисто-вулканогенной осадочной толщи.

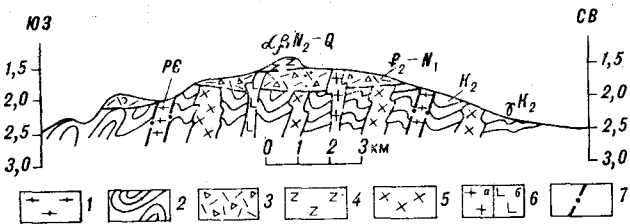


Рис. 2. Схематический геологический разрез района горы Детройт.

1 — метаморфические породы, 2 — авгеосинклинали, 3 — орогенный вулканогенно-осадочный комплекс, 4 — базальты и их туфы, 5 — измененные гранитоиды и диориты, 6 — неизмененные интрузивные породы: а — гранитоиды, б — габброиды, 7 — разломы.

2. Конец позднего мела — палеоцен. Складчатость, внедрение интрузий, поднятие, размыв.

3. Эоцен — олигоцен. Опускание, формирование вулканогенной толщи смешанного состава, затем туфогенно-осадочной толщи. В конце этапа — поднятие, размыв.

4. Миоцен — плиоцен. Наземные извержения вулканитов кислого состава, формирование мелководно-морских туфогенно-осадочных и кремнисто-органических отложений.

5. Поздний плиоцен — плейстоцен. Наземные извержения вулканитов андезито-базальтового состава.

6. Плейстоцен — голоцен. Быстрое опускание, отложение карбонатно-кремнистых илов

на склонах гор и в понижениях между ними.

Следует отметить, что разрез юго-восточной части возвышенности Обручева не сопоставляется с разрезом северо-западной части этой же возвышенности, вскрытым скважиной 192 [2]. По-видимому, они имеют разную тектоническую природу: юго-восточная часть, как уже отмечалось, является эпимезозойской платформой с наложенным кайнозойским вулканогенно-осадочным комплексом, а северо-западная — такой же (?) платформой, перекрытой в позднем мелу трапповыми базальтами, но не подвергшейся кайнозойской тектоно-магматической активизации. С эоцена до среднего миоцена этот район испытал медленное, а с позднего миоцена — быстрое опускание [1].

Столь же существенно различие в строении возвышенности Обручева и Императорских гор, которые, по данным бурения [3], представляют собой затопленные вулканы. Это различие не позволяет рассматривать возвышенность Обручева в качестве северо-западного звена Императорского хребта. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что геологические структуры возвышенности Обручева являлись частью материка и только в позднем кайнозое отделились от него в результате заложения глубоководных желобов и блоковых опусканий земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И. Геологическое строение и развитие Курило-Камчатской системы дуга — желоб. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1980.  
2. Creager J. S., Scholl D. W. a. o. Initial Reports of the

DSDP.— Washington: U. S. Govnt. Print. Office, 1973, v. 19.  
3. Larson R. L., Moberly R. a. o. Initial Reports of the DSDP.— Washington: U. S. Govnt. Print. Office, 1975, v. 32.

Т. К. Злобин

# СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧНОСТИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЮГА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В результате глубинных сейсмических исследований МОВЗ и ГСЗ установлена тектоническая расчлененность литосферы на юге Курильской островной дуги до глубины 100—200 км. Сопоставление полученных данных с сейсмогенностью, суммарной сейсмиче-

В 1977—1978 гг. в южной части Курильско-го геантиклинального поднятия были выполнены глубинные сейсмические исследования МОВЗ, позволившие получить принципиально новые данные о глубинной структуре региона [4, 5].

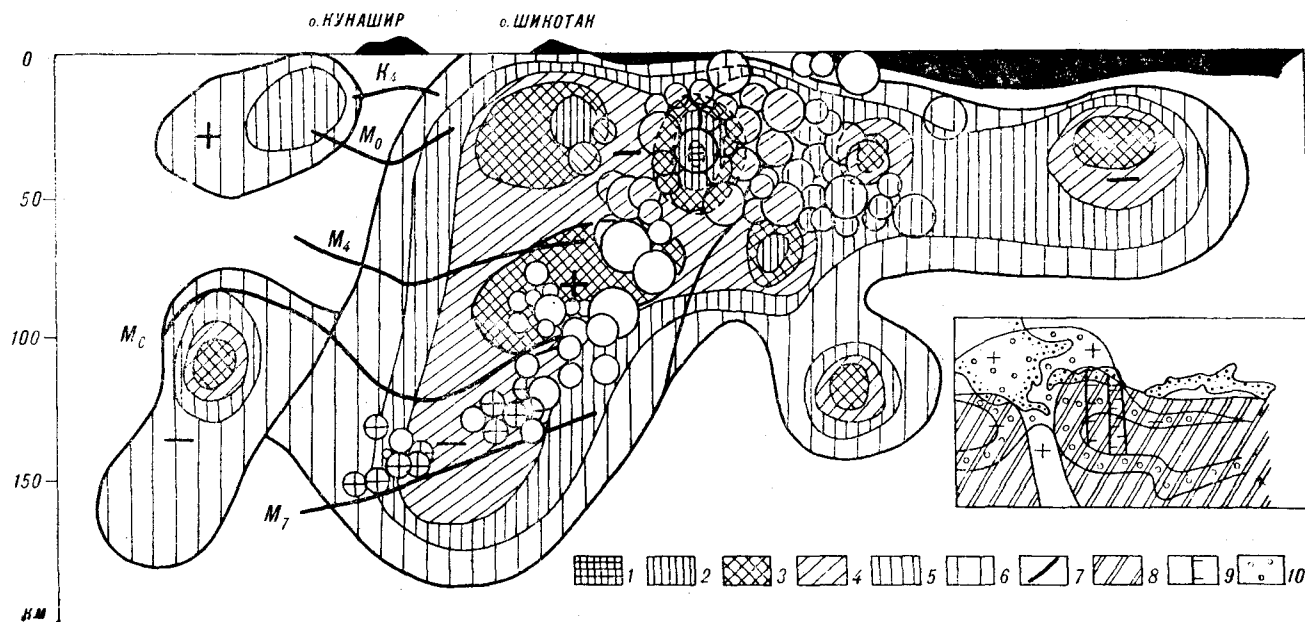
В результате этих исследований, дополненных специально выполненными на островах юга Курильской гряды наблюдениям ГСЗ, была установлена расчлененность литосферы до глубин 100—200 км, построены структурные схемы по основным глубинным горизонтам и сейсмические разрезы земной коры и верхней мантии вдоль о. Кунашир и вкостр простирающейся дуги (см. рисунок) [5].

Благодаря этому стало возможным сопоставить имеющиеся данные о распределении ги-

пой дислокацией и распределением гипоцентров землетрясений по соответствующему разрезу вкостр простирающейся дуги позволило выявить между ними определенную связь и установить некоторые существенные особенности геодинамики региона.

поцентров в сейсмофокальной зоне, их сейсмической энергии (сейсмогенности), суммарной сейсмической дислокации и областей преимущественных подвижек различного типа с полученными данными о строении литосферы практически на всю ее мощность и сделать ряд выводов об их взаимосвязи и особенностях геодинамики рассматриваемого региона.

На основании выполненных работ в земной коре юга Большой Курильской гряды выделено 4—5 границ обмена. Наиболее уверенно прослежены кровля и подошва земной коры, залегающие соответственно на глубинах 0,5—5,0 и 28—33 км, а также рассматриваемая как подошва позднемелового — кайнозойского геосинклинального комплекса (граница  $K_3$ ), уступающая на глубинах 10—15 км. Ниже



Глубинный разрез литосферы юга Курильской островной дуги вкостр ее простирающейся с данными о сейсмогенности в областях сжатия (+) и растяжения (-) по В. Н. Аверьяновой [2] и сейсмичности по Р. З. Тараканову [8]. 1—6 — величина сейсмогенности в логарифмическом масштабе, 1 — 12,0; 2 — 11,25; 3 — 10,75; 4 — 10,0; 5 — 9,0; 6 — 8,0; 7 — сейсмические границы обмена. На врезке — расположение областей: 8 — преимущественных подвижек взбросо-сдвига (+) и сбросо-сдвига (-) по В. Н. Аверьяновой [2], 9 — разрывные нарушения по И. Г. Симбиревой [7]; 10 — область с величиной суммарной сейсмической дислокации, равной 0,09 см/год в условиях сжатия и 0,5 см/год в условиях растяжения. Запунктированы — гипоцентры землетрясений, расположенные в области их большого разброса («козырька» фокальной зоны).

в верхней мантии выделено еще 5 границ на глубинах 38—48, 55—75, 70—85, 93—128 и 130—160 км. Рельеф их сложный, залегание негоризонтальное, устанавливается довольно значительный (на 15—20 км) подъем их к северо-востоку вдоль о. Кунашир и к юго-востоку (к Малой гряде) на ортогональном профиле вкрест дуги.

Выполненные сейсмические исследования позволили, кроме того, выделить в литосфере островной дуги глубинные разломы, проникающие в литосферу на 40—50 км, тектонические нарушения средней глубинности (до 25—30 км) и близповерхностные (до 10 км) [5].

Отличительной особенностью разреза Курильской гряды являются разрывы и исчезновение ряда границ обмена, пространственно тяготеющих к крупным вулканическим центрам. Примером этого является разрыв границы  $K_2$  и  $K_4$  под вулканом Тятя, границы  $M_0$  и  $M_1$  на глубине 30—50 км под вулканом Менделеева и несколько к северу от него; исчезновение горизонта  $K_1$  на крайнем юге острова в районе вулкана Головнина на глубине 10 км.

Анализ распределения в разрезе точек обмена показал, что на глубинах от 5 до 100 км и более в литосфере о. Кунашир имеют место области отсутствия обменов, являющиеся, очевидно, следствием повышенной однородности и гомогенизации в их пределах вещества [3]. Повышенное затухание в этих областях упругих волн и преимущественное поглощение поперечных, а также приуроченность их к корневым частям современных вулканических построек позволяют предположить связь их с зонами магнеобразования и промежуточными магматическими очагами.

Определение скоростей сейсмических волн по данным ГСЗ и рассмотрение характера их распределения в земной коре о. Кунашир показали, что непосредственно под островной дугой они в целом выше, чем под прилегающими акваториальными частями региона. Следует отметить, что ранее на основании работ ГСЗ, выполненных в Охотском море и Тихом океане [6, 9], был сделан вывод о том, что скорости в земной коре Курильской островной дуги пониженные. Однако эти суждения базировались на экстраполяции на островную часть геантиклинального поднятия данных, полученных на акваториях. Проведенные нами исследования позволяют усомниться в правомерности подобной экстраполяции и справедливости существующей точки зрения. Анализ характера вариаций пластовых скоростей показал, что в целом скорости в земной коре островной дуги повышенные. Наиболее высокие их значения свойственны крайним блокам (6,9 и 6,7 км/с на глубине 4—14 км и 7,5 км/с на глубине 14—24 км). В центральных блоках относитель-

но крайних скорость понижена на 0,2—0,3 км/с.

Совместное рассмотрение особенностей внутренней структуры литосферы, выявленной сейсмическими исследованиями МОВЗ, и характера регионального поля напряжений в плане на юге Курило-Камчатской островной системы, установленного на основе определения механизма очагов землетрясений В. Н. Аверьяновой [1, 2] и И. Г. Симбиревой [7], говорит об их вполне определенной взаимосвязи. Так, линия разграничения областей сжатия и растяжения (см. рисунок, врезка) пересекает о. Кунашир в местах расположения разломов, установленных по данным МОВЗ, и «вырезает» центральную часть острова, которая, согласно схеме В. Н. Аверьяновой, характеризуется преимущественным развитием напряжений растяжения. Крайние юго-западный и северо-восточный блоки характеризуются условиями преимущественного сжатия. Указанное различие в геодинамических условиях, очевидно, и обусловило наблюдаемую ныне картину разрывных нарушений. В условиях растяжения в центральной части острова со скоростью 0,5 см/год [1] произошло заметное опускание блоков, фиксируемое МОВЗ до глубин около 70—80 км в виде своеобразного литосферного «корня», центр которого несколько смещен к юго-западу от вулкана Тятя. Мощность слоя  $M_0$ — $M_1$  здесь увеличена почти вдвое (до 20 км), очевидно, за счет инъекции сюда магматических дериватов мантии, а глубина залегания подошвы этого слоя увеличилась с 38—40 до 48—50 км. К фланговым частям этой области растяжения приурочены действующие вулканы Тятя и Головнина.

Таким образом установлено, что в центральной части о. Кунашир менее скоростная и менее плотная земная кора в настоящее время находится в условиях растяжения и, по-видимому, опускается по ограничивающим блоки крупным разломам типа сбросо-сдвигов.

В результате совместного анализа глубинной структуры литосферы, установленной по данным МОВЗ вкрест простираения островной системы между островами Кунашир и Шикотан и положения гипоцентров землетрясений в секторе, включающем эти острова ниже зоны разброса гипоцентров землетрясений (так называемого «козырька» фокальной зоны) на глубинах 100—160 км, выявляется закономерная приуроченность области их локализации к слою, ограниченному разделами  $M_6$ — $M_7$ . Можно предполагать, что эти границы обмена оконтуривают область наличия разрывов сплошности среды (т. е. область, в которой величина поля напряжения превзошла предел упругости пород) и отделяют ее от более пластичных и менее напряженных зон.

Сопоставление рельефа глубинных границ обмена и конфигурации областей сжатия и растяжения показывает их соответствие. Так, к верхней части разреза происходит выполаживание сейсмических разделов и наблюдается субгоризонтальная ориентировка цепочки областей растяжения и сжатия, что хорошо прослеживается, например, по положению кромок области растяжения с сейсмогенностью [10], нижняя из которых воздымается к юго-востоку с глубин 150 (под с. Кунашир) до 100 км (под о. Шикотан), а верхняя залегает на глубине 10—15 км субгоризонтально. Кроме того, имеет место соответствие рельефа глубинных границ и областей сейсмогенности. Так, расположенный северо-западнее о. Кунашир локальный подъем области интенсивного растяжения совпадает с резким подъемом границы  $M_6$ , положение которой отвечает ее верхней кромке, залегающей здесь на глубине 80 км. Юго-восточнее этого участка под о. Шикотан на глубинах 60—110 км по данным сейсмологии установлена область сжатия эллипсообразной

формы. Границы области соответствуют положению в разрезе и конфигурации поверхностей обмена  $M_6$  и  $M_7$ . В целом общему подъему глубинных границ  $M_4$ ,  $M_6$  и  $M_7$  от прогиба между островами Кунашир и Шикотан к юго-востоку (с глубин 80—150 до глубин 70—130 км) отвечает ярко выраженный подъем в этом направлении границы области растяжения. Причем чем глубже залегает сейсмическая граница обмена, тем значительнее ее подъем в направлении Малой дуги и желоба и тем больше соответствие глубинных структур и сейсмогенности.

Совместное рассмотрение глубинного строения земной коры и верхней мантии юга Курильской островной системы с распределением гипоцентров землетрясений, сейсмогенностью, суммарной сейсмической дислокацией и распределением областей сжатия и растяжения позволяет говорить о наличии между ними определенной корреляции, причем с глубиной эта корреляция увеличивается.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьянова В. Н.* Глубинная сеймотектоника островных дуг. М., 1975.
2. *Аверьянова В. Н.* Связь параметров сейсмичности и глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975.
3. *Злобин Т. К., Федорченко В. И., Попов А. А.* Неоднородности в земной коре и верхней мантии в южной части о. Кунашир (Курильские острова) по данным МОВЗ.— ДАН СССР, 1980, т. 252, № 6.
4. *Злобин Т. К., Попов А. А., Федорченко В. И.* Строение земной коры юга Курильской островной дуги по данным детальных наблюдений МОВЗ.— Геотектоника, 1981, № 2.
5. *Злобин Т. К., Федорченко В. И. и др.* Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
6. *Косминская И. П., Зверев С. М. и др.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1.
7. *Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д.* Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
8. *Тараканов Р. З.* Модель строения среды в фокальной зоне и прилегающей к ней мантии для Курило-Японского региона.— В кн.: Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток, 1978.
9. *Тулина Ю. В.* Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.



Л. И. Казинцова, В. С. Рождественский

## НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТАУЛАН-АРМУДАНСКОЙ ГРЯДЫ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

На основании изучения разрезов и остатков микрофауны радиолярий приведены данные о меловом возрасте отложений самохинской толщи и далдаганской серии. Сделан вывод о возможности сопоставления по литологическому составу и микрофауне радио-

лярий алевролитовой толщи далдаганской серии с побединской свитой (сеноман), а осадочно-эффузивной толщи далдаганской серии с самохинской толщей (альб).

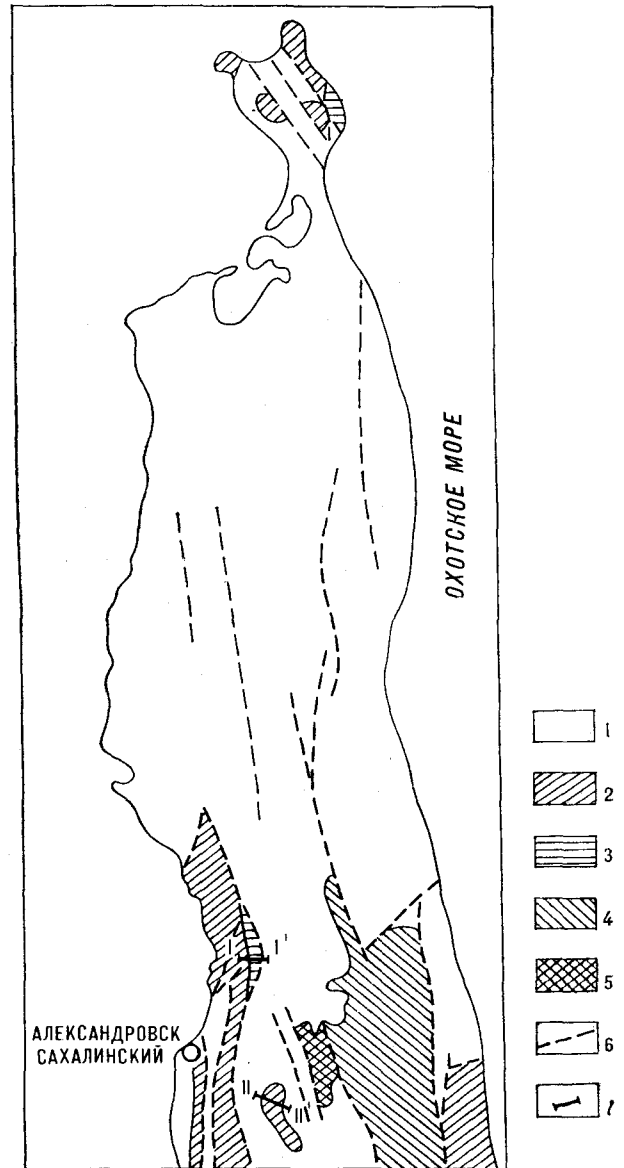
В северной части Западно-Сахалинских гор, ниже фаунистически охарактеризованных терригенных верхнемеловых отложений, залегает толща осадочно-вулканогенных образований. Она представлена метаморфизованными аргиллитами и алевролитами с прослоями вулканических и кремнистых пород. Сходные в литологическом отношении осадочно-вулканогенные отложения (далдаганская серия) слагают расположенную в 15 км юго-восточнее Таулан-Армуданскую горную гряду (см. рисунок).

Возраст осадочно-вулканогенной толщи Западно-Сахалинских гор и ее взаимоотношения с вышележащими терригенными верхнемеловыми отложениями долгое время оставались неясными. А. А. Капица [5] эти образования рассматривал как нижнюю часть побединской свиты (альб — сеноман). К этому мнению присоединились также А. С. Шуваев [8] и Р. М. Корнилова [6], наблюдавшие в Западно-Сахалинских горах непрерывный стратиграфический переход от осадочно-вулканогенной толщи к терригенным верхнемеловым отложениям. Однако у большинства геологов утвердилось представление о позднепалеозойском-мезозойском возрасте осадочно-вулканогенной толщи Западно-Сахалинских гор, аналогичном возрасту далдаганской серии [2].

В последнее время Б. А. Сальников вместе с другими исследователями [7] выделил осадочно-вулканогенные отложения в самостоятельную самохинскую толщу (апт?), согласно залегающую ниже побединской свиты (апт? — сеноман).

Авторы составили детальные литолого-стратиграфические разрезы самохинской толщи Западно-Сахалинских гор и далдаганской серии Таулан-Армуданской гряды, охарактеризованные остатками радиолярий и фораминифер. Фораминиферы были определены М. И. Сосниной, которой авторы выражают свою искреннюю признательность.

Особый интерес представляют отложения самохинской толщи, залегающей в основании верхнемелового терригенного разреза. Эти отложения располагаются узкой полосой, шири-



Геологическая схема Северного Сахалина:

1 — кайнозой, 2 — верхний мел, 3 — нижний мел (далдаганская серия и самохинская свита), 4 — юра — нижний мел (острийская и хойская свиты), 5 — палеозой, 6 — разрывы, 7 — местонахождение изученных разрезов. I—I' — разрез самохинской толщи, II—II' — разрез далдаганской серии.

ной не более 5 км от верховьев руч. Журавлевка до руч. Большой Сертунай.

По руч. Самохинскому и правому притоку р. Рождественки наблюдался следующий разрез толщи (снизу вверх, в метрах)

1. Тонкоплитчатые темно-зеленые кремнистые туфоалевролиты и алевролиты с тонкими (1—2 м) прослоями мелкозернистых кремнистых песчаников и туфопесчаников, в нижней части пачки с прослоями (до 10 м) темно-зеленых спилитов и диабазов . . . . .	150
2. Бурые кремнистые тонкоплитчатые алевролиты с многочисленными остатками радиолярий (радиоляриты) . . . . .	10
3. Тонкое переслаивание темно-зеленых кремнистых туфоалевролитов и черных алевролитов . . . . .	150
4. Бурые миндалекаменные спилиты с подушечной отдельностью . . . . .	10
5. Грубое переслаивание зеленых, бурых и кирпично-красных яшм, близ кровли пачки с тонкими прослоями бурых радиоляритов . . . . .	40
6. Темно-зеленые грубозернистые кристалло-кlastические туфы основного состава . . . . .	40
7. Грубое переслаивание черных алевролитов, зеленоватых и бурых кремнистых туфоалевролитов . . . . .	200
8. Грубое переслаивание зеленых и коричневых яшмовидных кремнистых пород . . . . .	30
9. Черные массивные, мелкокристаллические диабазы . . . . .	70
10. Грубое переслаивание зеленых и коричневых яшмовидных кремнистых пород . . . . .	90
11. Черные, массивные мелкокристаллические диабазы . . . . .	30
12. Грубое переслаивание зеленых, белых и сургучно-красных яшм, бурых радиоляритов и разноцветных (зеленых, бурых, кирпично-красных) тонкослойных кремнистых туфоалевролитов . . . . .	80
Видимая мощность толщи . . . . .	900

Выше пачки 12 залегает новая пачка зеленовато-серых, местами бурых, лимонитизированных крупнозернистых песчаников и туфопесчаников, отнесенная к побединской свите. В составе последней преобладают алевролиты с прослоями песчаников и туфопесчаников. В песчаниках обнаружены остатки моллюсков, имеющих по определению Н. Б. Сальникова сеноманский возраст. Из радиолярий здесь встречены представители поздне меловых родов: *Theosarcoma*, *Amphirundax*.

В кремнистых алевролитах и радиоляритах самохинской толщи обнаружены радиолярии, относящиеся к родам: *Cenosphaera*, *Stylosphaera*, *Sargosphaera*, *Soposargosphaera*, *Porodiscus*, *Spongurus*, *Tricolocapsa*, *Hemicryptocapsa*, *Stichocapsa*.

В радиоляритах пачки 5 сделаны единичные находки *Holocryptocanium barbui* Dumitrica. Этот вид радиолярий является характерным для альб-сеноманских отложений многих регионов. В Тихоокеанском подвижном поясе его единичное появление приурочено к альбским — нижнесеноманским отложениям. Формэн [10], по материалам бурения «Гломар Чел-

ленджер» рейса 32 северо-западной части Тихого океана, указывает нахождение данного вида только в альбских отложениях (станции 303, 305—307). В юго-западной части Японии в отложениях зоны Симанто этим видом названа радиоляриевая зона *H. barbui* — *H. geysersensis*, которая приравнена к радиоляриевой зоне *Dictyomitra somphedia Foreman* [10] позднеальб-туронского возраста. В верхнесеноманских отложениях данного региона вид *H. barbui* встречается уже в массовом количестве и в комплексе с другими характерными видами радиолярий [11], которые не обнаружены в породах самохинской толщи.

В связи с этими находками и согласным залеганием самохинской толщи под побединской (сеноман) возраст ее определяется как альбский (возможны низы сеномана).

Нами были пересмотрены шлифы из коллекции Б. А. Сальникова за 1964 год по этому же району, в которых также обнаружен вид *H. barbui*. Ранее все трехкамерные скелеты радиолярий относились к роду *Tricolocapsa*, представители которого известны с девона (?) поныне, что и было сделано на данном материале А. И. Жамойдой [4]. В последнее время благодаря исследованиям П. Думитрика [9] для трехкамерных форм было установлено несколько родов, которые имеют узкую стратиграфическую приуроченность. Представители рода *Holocryptocanium* характеризуют только альб-сеноманские отложения.

Осадочно-вулканогенные отложения далдаганской серии обнажаются в сводовой части Таулан-Армуданской антиклинали, крылья которой сложены неогеновыми отложениями.

По литологическому составу далдаганская серия подразделяется на три толщи. Нижняя (яшмовая) — сложена кремнистыми породами, туфами и туффитами с линзами известняков. Средняя (осадочно-эффузивная) — сложена переслаиванием эффузивных и пирокластических пород основного, реже среднего состава с кремнистыми породами. Подчиненное значение имеют туфопесчаники, туфоалевролиты и линзы известняков. Верхняя (алевролитовая) толща сложена рассланцованными алевролитами и туфоалевролитами, туфопесчаниками, филлитовидными серицито-глинистыми и серицито-кремнисто-глинистыми сланцами.

В северной части Таулан-Армуданской гряды по правому притоку р. Укладенки изучен следующий разрез серии (снизу вверх, в метрах):

Яшмовая толща:

Грубое переслаивание сургучно- и кирпично-красных, желтых и зеленых яшм, близ кровли пачки с прослоями (до 5—10 м) зеленовато-серых и светло-серых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев . . . . . 200

## Осадочно-эффузивная толща:

1. Массивные, зеленовато-серые и черные, сильно хлоритизированные, тонкозернистые диабазы и их туфы в средней части пачки с линзами сургучно-красных яшм	490
2. Массивные и грубослоистые сургучно-красные яшмы близ кровли слоя с линзами белых и светло-серых мраморизованных известняков	100
3. Массивные красновато-бурые миндалекаменные спилиты и темно-бурые щелочные оливиновые диабазы	40
4. Грубое переслаивание сургучно-красных и зеленых яшм, близ кровли пачки с прослоями (1—2 м) тонкоплитчатых бурых радиоляритов	190
5. Зеленовато-черные, массивные мелкокристаллические диабазы и их туфы	60
6. Бурые массивные спилиты и щелочные диабазы	90
7. Бурые миндалекаменные спилиты с шаровой отдельностью, содержащие линзы сургучно-красных и зеленых яшм	170
8. Грубое переслаивание сургучно-красных и зеленых яшм	40
9. Зеленые и бурые массивные туфы основного состава	40
10. Грубое переслаивание сургучно-красных и зеленых яшм	100
11. Черные массивные туфы основного состава	10
12. Яшмовидные кремнистые туфы синеватого цвета	30
13. Лимонит-хлорит-карбонатные сланцы бурого цвета	20
14. Грубое переслаивание синевато- и зеленовато-серых яшмовидных кремнистых туфов	60
15. Мелкощбенчатые черные сильно хлоритизированные пелитовые туффиты	50
16. Бурые массивные миндалекаменные спилиты с подушечной отдельностью	20
17. Мелкощбенчатые черные сильно хлоритизированные пелитовые туффиты	70
18. Зеленые и бурые массивные туфы основного состава, близ кровли пачки с прослоями розовых, зеленых и черных яшм	100
Мощность толщи	1680

## Алевролитовая толща:

1. Грубое переслаивание филлитовидных, черных и зеленовато-серых кремнистых алевролитов и туфоалевролитов, кремнисто-глинистых, серицито-глинистых и серицито-кремнистых сланцев	300
2. Черные серицито-хлоритовые сланцы с прослоями хлорит-пренит-лимонитовых сланцев	60
3. Зеленовато-серые, филлитовидные кремнисто-глинистые и серицито-кремнистые сланцы	60
Мощность толщи	420

В верхней части яшмовой толщии содержится следующий комплекс радиолярий: *Cenosphaera* sp., *Sphaerostylus lanceola* (Parona), *Conocarposphaera* sp., *Porodiscus* sp., *Amphibrachium* sp., *Tricolocapsa* sp., *Hemicryptocapsa* sp., *Holocryptocanium* cf. *barbui* Dumitrica, *H.* cf. *tuberculatum* Dumitrica, *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, *D.* sp., *Lithocampe* sp. В радиоляритах пачки 4 осадочно-эффузивной

толщии встречаются радиолярии: *Cenosphaera* sp., *Dicolocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Hemicryptocapsa* sp., *Holocryptocanium* cf. *barbui* Dumitrica, *Dictyomitra* sp., *Lithocampe* sp., а в кремнисто-глинистых сланцах алевролитовой толщии — *Porodiscus* sp., *Theocapsomma* sp., *Lithomitra* sp., *Amphipyndax* sp.

Итак, в верхней части яшмовой и в средней части осадочно-эффузивной толщии далдаганской серии, как и в самохинской толщии, обнаружены единичные остатки *Holocryptocanium barbui*, появление которого характерно для альбских — нижнесеноманских отложений Тихоокеанского подвижного пояса.

В верхней части осадочно-эффузивной толщии в линзах оолитовых известняков (по определению М. И. Сосниной) встречаются единичные формы фораминифер *Nodosariida*, относящиеся к семейству *Nodosariidae* скорее всего мезозойского возраста.

В алевролитовой толщии далдаганской серии и в кремнистых алевролитах побединской свиты совместно со скелетами *H. barbui* найдены представители родов *Theocapsomma* и *Amphipyndax*. Такие находки пока известны только из верхнемеловых отложений континентов и океанов (начиная с сеномана).

Таким образом, по литологическому составу и микрофауне радиолярий алевролитовую толщии далдаганской серии можно сопоставить с побединской свитой (сеноман), а осадочно-эффузивную толщии — с самохинской толщией (альб).

Меловому возрасту далдаганской серии, установленному по микрофауне радиолярий, противоречат сборы позднепермских фораминифер (нанкинелл и тетраксисов) из известняков серии в южной части Таулан-Армуданской гряды [3]. В образцах известняков, отобранных нами повторно в этой части района, М. И. Сосниной определены следующие формы фораминифер: *Nodosaria* sp., *Geinitzina* (?), *Textulariida*, *Reichelina* (?), *Palaeofusulina* (?). Последние две формы фораминифер характерны для позднепермских отложений Тетиса. Палеозойская фауна *Pseudoortoceratidae* (?) обнаружена также в 1955 г. В. А. Махиным. В мергелистых конкрециях терригенной части далдаганской серии японским геологом К. Джимбо были отмечены остатки юрских *Astarte depressa* [5].

Известняки далдаганской серии обычно залегают в виде аллохтонных глыб и блоков и по-видимому, имеют подводно-оползневое происхождение. Не исключено также присутствие здесь тектонических блоков палеозойских и юрских отложений. Поэтому для уверенного определения возраста далдаганской серии на всей площади ее развития необходимо продолжить изучение микрофауны. Особенно интересно провести изучение радиолярий и фора-

минифер из смежных с аллохтонными блоками частей разреза.

Осадочно-эффузивная толща далдаганской серии и самохинская толща по литологическому составу сходны с юрско-нижнемеловыми остринской свитой Восточно-Сахалинских гор, средней подсвитой новиковской свиты Тонино-Анивского полуострова и группой Сорати о. Хоккайдо. Алевролитовая толща далдаганской серии и побединская свита по литологическому составу напоминают хойскую свиту Восточно-Сахалинских гор, верхнюю подсвиту новиковской свиты Тонино-Анивского полуострова, айскую свиту и буюклинские слои (альб) южной части Западно-Сахалинских гор и антальбскую группу нижняя Эдзо о. Хоккайдо.

В породах остринской свиты Восточно-Сахалинских гор обнаружены те же представители меловых радиолярий (коллекция В. П. Клюева и Д. Ф. Семенова, 1962, Н. В. Галушко, 1972, Э. А. Юревича, 1974), которые найдены

нами в самохинской свите и осадочно-эффузивной толще далдаганской серии.

Таким образом, в центральной части Сахалина примерно на границе раннего и позднего мела происходит смена глубоководных кремнисто-терригенных осадков с прослоями шаровых лав и известняков (остринская, самохинская свиты, далдаганская серия) терригенными, местами мелководными, осадками (побединская, хойская свиты). Аналогичная смена наблюдается в раннем мелу на о. Хоккайдо, где кремнисто-вулканогенные отложения группы Сорати (юра — нижний мел) перекрываются (на отдельных участках согласно) терригенными отложениями группы нижняя Эдзо (апт — альб) [1]. В то же время в восточной части Сахалина (рымникская серия) и в юго-восточной части Хоккайдо до конца позднего мела продолжалось образование кремнисто-вулканогенных толщ, представленных чередованием яшм, радиоляритов и известняков с шаровыми лавами и туфогенно-терригенными породами [2].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
2. Геология СССР. Т. 33, о. Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970.
3. Елисеева В. К., Соснина М. И. О находке верхнепермских отложений на о. Сахалин. — Геол. и геофиз., 1974, № 10.
4. Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиолярий). Л.: Недра, 1972. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 183).
5. Капица А. А. Доверхнемеловые отложения Сахалина. — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961.
6. Корнилова Р. М. Меловые вулканогенно-осадочные образования Западно-Сахалинских гор (Александровский район). — В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974. (Тр. СахКНИИ, вып. 31).
7. Сальников Б. А., Мишаков Г. С. и др. Стратиграфия нефтегазоносных и перспективно-нефтегазоносных толщ Сахалина. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: ВНИГРИ, 1979.
8. Шуваев А. С. Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о. Сахалин. Автореф. канд. дис. М., 1969.
9. Dumitrica P. Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. — Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr., ser. geol., 1970, t. 14, N 1.
10. Foreman H. Radiolaria from the North Pacific. — Initial Reports DSDP, 1975, v. XXXII.
11. Pessagno E. Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. — Cushman Foundation for Foraminiferal Research (Washington), spec. publ., 1977, N 15.

ВСЕГЕИ  
Ленинград  
СахКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
26 октября 1981 г.

А. И. Калинин

## МАЛОИЗВЕСТНЫЕ РУДОЛОКАЛИЗУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса)

Охарактеризованы три разновидности синмагматических рудовмещающих структур: 1) складки волочения на крыльях интрузивно-купольных поднятий,

2) флексуры, образованные флюидалностью лав и 3) пологие своды, образованные слоями течения в игнимбритах.

Ведущая роль в локализации малоуглубленного оруденения вулканических поясов большинством исследователей отводится разрывным постмагматическим структурам. К ним относятся кольцевые и радиальные рудовмещающие трещины, свойственные кальдерам, и магматогенным куполам, сквозные разломы, пересекающие рудоносные вулканоструктуры и выходящие за их пределы, зоны магматических контактов [1, 6, 9]. Меньшее значение имеют синвулканические рудоконтролирующие разломы [10]. Наряду с этими широко известными и хорошо изученными рудовмещающими структурами вулканогенных месторождений, в Охотско-Чукотском поясе выявлены рудолокализирующие структуры, которые, насколько нам известно, ранее в литературе не описывались. Их главными отличительными особенностями являются: развитие пликативных форм, тесная взаимосвязь с текстурами и структурами вмещающих пород и синмагматический возраст. К ним относятся: 1) складки волочения на крыльях интрузивно-купольных поднятий, 2) флексуры, образуемые флюидалностью лав и 3) пологие своды слоев течения в игнимбритах.

Складки волочения и отдельные их элементы играют большую роль в размещении разнородного эндогенного оруденения, особенно золотого, залегающего в слоистых осадочных толщах. Эти складки возникают при движении блоков по разломам во время формирования диапиров и криптовулканических структур [5, 8]. На крыльях интрузивно-купольных поднятий складки образуются в результате вертикального давления магматических масс. Обязательным условием формирования складок волочения в данном случае является чередование хрупких и пластичных пород, слагающих раму магматического диапира. В Охотско-Чукотском поясе такой четкой слоистостью обладают толщи осадочных континентальных, часто угленосных, отложений, тесно связанных с вулканогенными в пределах рудоносных вулканотектонических сооружений [3, 4].

Наиболее полно рудовмещающие складки волочения изучены на северо-восточном склоне

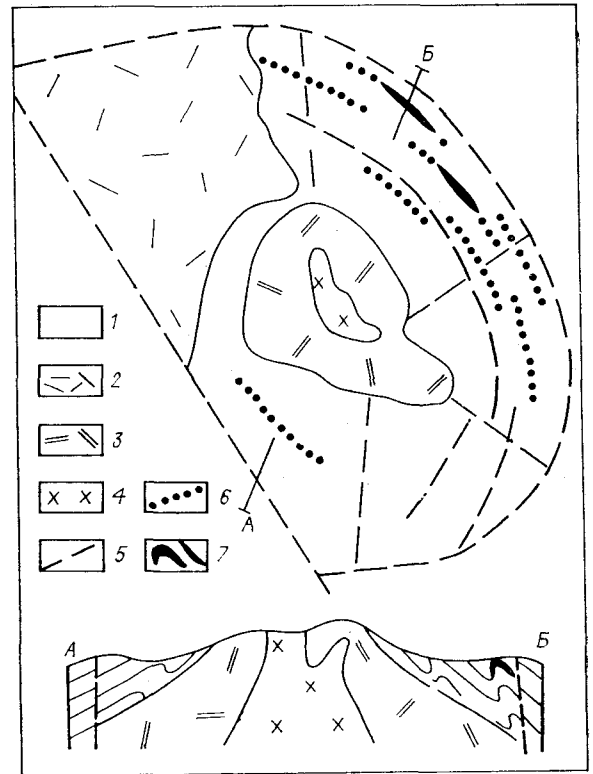


Рис. 1. Схема размещения складок волочения на крыльях Новоджагынской интрузивно-купольной структуры.

1 — осадочные породы омсукчанской свиты; 2 — липаритовые игнимбриты наяханской свиты; 3 — липариты центрального лакколита; 4 — диориты, граниты; 5 — разрывные нарушения; 6 — оси складок волочения; 7 — оловорудные залежи.

Новоджагынской интрузивно-купольной структуры Балыгычано-Сугойской зоны (рис. 1). В ядре поднятия обнажается позднемеловой липаритовый лакколит, прорванный гранитами и диоритами, а его склоны сложены мощной толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами андезито-базальтов и липаритов раннемеловой омсукчанской свиты, которая в северо-западной части структуры несогласно перекрыта кислыми игнимбритами позднемеловой наяханской свиты. Осадочные породы омсукчанской свиты залегают периклинально, углы падения слоев составляют 20—30°. Реже

наблюдаются сильно сжатые мелкие складки шириной не более первых сотен метров, с наклонными шарнирами. Падение слоев на их крыльях —  $60-80^\circ$ , отмечается изоклиналиное и опрокинутое залегание. По форме эти структуры очень разнообразны, однако преобладают асимметричные с наклоном осевой плоскости к центру поднятия. Отдельные складки группируются в полосы, ограниченные кольцевыми разломами. Оси складок согласуются с простиранием последних. Складки волочения, возникшие при скольжении слоев друг относительно друга, и концентрические разломы генетически едины и образовались в результате механического воздействия магматической колонны на породы кровли.

В замках складок волочения и в межпластовых отслоениях на их крыльях размещаются оловорудные тела, а полосы сгущения складок контролируют рудоносные зоны. Форма рудных тел определяется морфологией и деталями строения конкретных складок.

*Флексуры*, образованные флюидалностью, имеют большое значение в размещении сереброносных и, очевидно, других рудных тел, расположенных среди вулканитов. Принято считать, что рисунок флюидалности полностью соответствует форме магматического тела, и по ее ориентировке эту форму можно реставрировать, а также определить достаточно надежно направление магмы, центры извержений, выявить неки, субвулканические интрузии. Однако указанная общая закономерность нарушается и к числу отклонений относятся флексуры. Они установлены, в частности, при детальном исследовании рудоносной интрузивно-купольной структуры, сложенной раннемеловым комплексом калиевых липаритов, игнибригов и туфов, образующих сложную переплетающуюся в пространстве эффузивные, экструзивные и субвулканические тела.

Флюидалной структурой обладают, в основном, пачки олигофириновых и афировых липаритов мощностью соответственно 290 и 150 м, а также отдельные экструзивы. Флюидалность в них выражена чередованием тонких (1—10 мм) полосок, различающихся цветом и степенью кристалличности. Зачастую она подчеркивается плитчатой отдельностью. Установлена чрезвычайно сложная картина ориентировки флюидалности в вулканитах различных фаций. Так, в пластообразной залежи афировых липаритов (главная разновидность рудовмещающих пород), падающей к северо-северо-востоку под углом  $15-25^\circ$ , фиксируется весьма разнообразное положение флюидалности: от горизонтального до отвесного при разных азимутах падения. Элементы залегания меняются иногда на протяжении первых метров и даже долей метра. Постоянно наблюда-

ются мелкие складки шириной от сантиметров до метров, располагающиеся в пространстве без видимой закономерности. Встречаются сложные сочетания складчатых форм. Понятно, что в этих условиях единичные замеры ориентировки флюидалности являются случайными. Только массовый замер элементов залегания и обработка результатов с помощью сетки Шмидта позволили выявить основные особенности ориентировки флюидалности в пласте афировых липаритов. Преобладающим развитием пользуется флюидалность, параллельная границам пласта, наряду с которой на круговой диаграмме обособляются более мелкие максимумы, отвечающие крутопадающим плоскостям, погружающимся в разные стороны.

Флексуры картируются в виде линейных, поперечных к слоистости, зон относительно выдержанного крутого залегания флюидалности, представляющих собой их средние (смыкающиеся) части. Крыльями флексур служат прилегающие блоки пологой флюидалности. Переход от крутого положения флюидалности к пологому, как показывают наблюдения в выработках, постепенный и происходит на протяжении 10—20 м (рис. 2). На перегибах полностью отсутствуют следы тектонической нарушенности вулканитов (брекчии, катаклас,

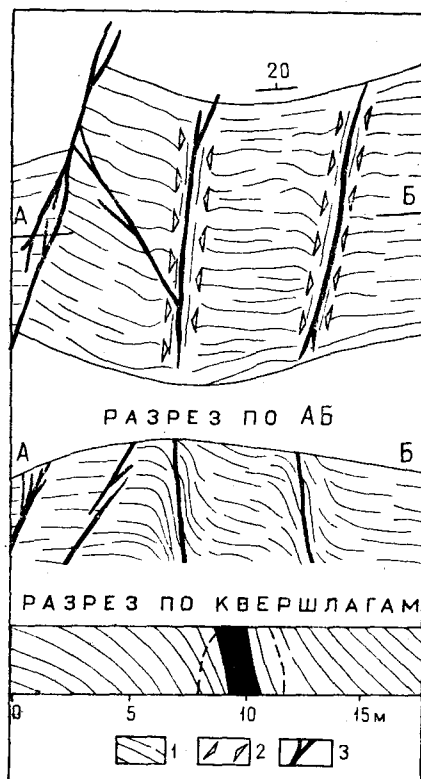


Рис. 2. Структурные соотношения сереброносных жил и флюидалности вулканитов.

1 — положение флюидалности; 2 — границы средних частей флексур на плане; 3 — сереброносные жилы.

трещиноватость), что не позволяет относить их к приразломным дислокациям. Прослеженная длина флексур по простиранию составляет первые сотни метров, протяженность по вертикали смыкающихся частей не превышает 80—100 м.

Кроме сереброносных тел, рассекающих слоистость и флюидалность вмещающих вулканитов вкрест или почти вкрест простирания, существуют рудные тела, приуроченные к средним частям флексур и залегающие согласно с флюидалностью. Рудные жилы, занимающие секущее положение относительно флюидалности, имеют сложную морфологию — они часто ветвятся, распадаются на системы прожилков, выклиниваются. И наоборот, на участках согласного залегания (во флексурах) мощность и морфология жил наиболее устойчивы.

По всей вероятности, флексурные изгибы флюидалности — ископаемые лавовые каскады, примеры которых известны в областях активного вулканизма [7]. По общепринятому мнению, лавовые каскады представляют собой застывшие крутопадающие потоки лавы, внешне напоминающие водопады. В нашем случае они могли возникнуть на расчлененном палеорельефе, где разломные ограничения отдельных блоков были выражены в форме резких уступов. В дорудный этап разломы, вдоль которых заложилась флексуры, активизировались и обусловили развитие рудовмещающих трещин по смыкающимся частям флексур как наиболее выгодным направлениям: скалывающие

усилия были ориентированы вдоль флюидалности, средняя же часть — наиболее ослабленный фрагмент флексуры.

Пологие своды слоев течения в игнимбри-тах полей больших объемов также являются структурами, благоприятными для локализации оруденения. Ранее мощные толщи однородных позднемерловых игнимбри-тов, широко распространенных на некоторых рудных полях, считались бесструктурными. Пологие своды слоев течения в них удалось установить в результате целенаправленного изучения ориентировки линзовидных фьямме, удлинённых гомогенных включений и ксенолитов. На одном из сереброполиметаллических рудных полей выявлен свод шириной около 3 км, осложненный более мелкими перегибами слоев течения, вдоль которых развиты согласные зоны повышенной трещиноватости и дробления, вмещающие прожилково-вкрапленное оруденение. Такие рудные тела достигают значительной мощности и нередко характеризуются отсутствием четких геологических границ [2].

Все три разновидности структур имеют синмагматический возраст и формируются в процессе интрузивной, вулканической или кристовулканической деятельности — обязательных атрибутов близповерхностного рудообразования. Этим и определяется типоморфное значение данных своеобразных структур, очевидно, развитых и в других вулканических поясах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин П. В., Сидоров А. А. Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР.— Разведка и охрана недр, 1972, № 10.
2. Калинин А. И. Границы и структуры золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса. ДАН СССР, 1981, т. 258, № 3.
3. Колода Н. А., Попов Г. Г. Строение и литология угленосных толщ, развитых в пределах Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса.— Колыма, 1974, № 10.
4. Константинов М. М., Елеева И. В., Лоскутов В. Ф. Структурные соотношения золото-серебряного оруденения с угленосными формациями.— ДАН СССР, 1981, т. 257, № 4.
5. Кушнарев И. П., Дружинин А. В. Диапиры и их роль в локализации оруденения.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 3.
6. Сафонов Ю. Г. Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторожд. М.: Наука, 1978.
7. Холмс Л. Основы физической геологии. М.: ИЛ, 1949.
8. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: ИЛ, 1950.
9. Яковлев Г. Ф. Тектоногенные и тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений.— Сов. геол., 1968, № 3.
10. Яковлев Г. Ф. Вулканогенные структуры рудных полей.— Геол. рудных месторожд., 1979, т. 24, № 3.

Т. Я. Гуляева

# ОЛОВСОДЕРЖАЩИЙ АНДРАДИТ БЕЛОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Приморье)

В скарнах Белогорского и Першинского скарново-магнетитовых месторождений обнаружен оловосодержащий андрадит, включающий до 28% гроссуляровой компоненты и до 2,17 масс. %  $\text{SnO}_2$ . Установлено, что в составе этого граната гроссуляровая компонента ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) замещается стехиометричной марганцево-оловянной —  $\text{Mn}_3\text{Fe}_2\text{Sn}_3\text{O}_{12}$ . Предполагается, что

Находки оловосодержащих гранатов в природе редки и заслуживают особого внимания. Большинство из них относится к марганцевистым скарновым ассоциациям, подвергшимся позднему пневматолиту или метасоматозу под влиянием гранитов или пегматитов, содержащих касситерит [1,3—5,7]. Подчеркивается друзовый характер оловосодержащих гранатов, выполнение ими пустот или инкрустационных пленок на более ранних гранатах. Структурные аспекты вхождения олова в гранат достаточно неопределены [2, 6] ввиду его довольно низких концентраций и отсутствия нейтронографических работ. Во всех случаях оловоносными оказывались в разной степени марганцевистые андрадит-гроссуляровые гранаты.

олово изоморфно входит в тетраэдрическую позицию структуры граната.

Показано, что олово входило в состав граната на ранних (щелочных) этапах скарнообразования, в то время как на поздних (кислотных) оно выделялось в виде касситерита.

Оловосодержащие гранаты были обнаружены автором при изучении Белогорского и Першинского скарновых месторождений, расположенных в среднем течении р. Аввакумовка (Ольгинский район, Приморье) (рис. 1). Месторождения представлены мелкими залежами, приуроченными к контакту триасово-юрских известняков и меловых гранитоидов. В формировании залежей намечаются четыре основных этапа:

1. Известково-скарновый с беспримесным магнетитом.
2. Марганцево-скарноидный с Mg—Zn—Mn-магнетитом.
3. Флюорито-сфалеритовый с Mn-силикатами.

Таблица 1

Состав гранатов Белогорского и Першинского месторождений, %

№ образца	Состав гранатов Белогорского и Першинского месторождений, %														
	М35	М25	М18	М13	М23	М17а	М17б	П36	П33	П31	П4	ГТ-42	ГТ-92	ГТ-93	ГТ-51
SiO <sub>2</sub>	36,10	36,06	36,20	35,88	35,45	35,02	34,30	36,55	35,21	35,20	37,31	36,15	36,07	36,13	34,85
TiO <sub>2</sub>	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,62	—	—	0,17	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,95	0,13	0,07	0,46	—	1,03	0,05	0,88	3,16	5,95	5,46	0,15	—	0,29	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,08	30,19	29,16	30,75	30,94	29,62	30,80	30,35	27,66	23,65	24,00	30,91	31,65	31,09	30,14
MnO	1,80	0,97	0,69	0,90	1,08	0,47	1,00	0,04	1,23	1,70	2,85	—	0,94	2,17	3,67
MgO	0,08	—	0,09	0,08	0,22	0,19	0,19	0,08	0,07	0,12	—	—	0,20	0,04	0,09
CaO	32,60	32,10	33,13	31,03	30,91	32,23	31,83	32,20	32,83	31,72	30,49	32,59	30,84	31,42	31,05
SnO <sub>2</sub>	—	0,06	0,57	0,60	0,73	1,23	2,17	—	—	0,25	—	—	0,20	0,11	—
Σ	100,86	99,48	99,91	98,70	99,34	99,79	100,34	100,10	100,16	98,69	100,73	99,86	99,90	101,42	99,80

## Катионы

Si <sup>4+</sup>	2,939	3,065	3,058	3,055	3,039	2,973	2,930	3,074	2,932	2,939	3,065	3,061	3,067	3,022	2,992
Ti <sup>4+</sup>	0,010	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005	0,029	—	—	0,010	—
Al <sup>3+</sup>	0,665	0,010	0,005	0,046	—	0,102	0,005	0,086	0,310	0,587	0,528	0,015	—	0,030	—
Fe <sup>3+</sup>	1,413	1,931	1,854	1,971	1,994	1,892	1,981	1,922	1,736	1,485	1,486	1,968	2,024	1,956	2,000
Mn <sup>2+</sup>	0,122	0,072	0,051	0,067	0,077	0,036	0,072	0,005	0,085	0,120	0,197	—	0,066	0,156	0,257
Mg <sup>2+</sup>	0,010	—	0,010	0,010	0,026	0,025	0,026	0,010	0,010	0,015	—	—	0,026	0,005	0,010
Ca <sup>2+</sup>	2,841	2,922	3,002	2,830	2,838	2,932	2,915	2,903	2,927	2,939	2,685	2,955	2,812	2,816	2,791
Sn <sup>4+</sup>	—	—	0,020	0,020	0,026	0,041	0,072	—	—	0,010	—	—	0,005	0,005	—
a, Å	Н. о.	Н. о.	12,057	Н. о.	12,065	12,063	12,063	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. М35—М17 и ГТ-42 — ГТ-51 — соответственно Маргаритовская и Благодатная залежи Белогорского месторождения; М17а, б — край и ядро зерна соответственно, П36—П4 — Першинское месторождение. Работа выполнялась на электроннозондовом микроанализаторе ЖХА-5А.



Таблица 2

Состав магнетитов Першинского и Белогорского месторождений, %

Окси-сел	№ об-раз-ца				
	П31	П33	П36	ГТ-92	ГТ-51
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,27	0,91	—	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,08	0,22	0,05	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67,95	68,27	67,00	68,51	68,43
FeO	30,46	30,25	28,67	28,31	20,12
MnO	0,55	0,80	2,36	2,35	8,54
MgO	0,03	0,03	0,26	0,06	1,03
ZnO	0,17	0,08	0,45	0,32	1,46
SnO <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,04	0,09	0,20
Σ	99,72	99,81	99,88	99,69	100,00

Катионы на 4O

Ti <sup>4+</sup>	0,007	0,007	0,025	—	—
Al <sup>3+</sup>	0,008	0,002	0,010	0,002	0,008
Fe <sup>3+</sup>	1,974	1,984	1,938	1,992	1,988
Fe <sup>2+</sup>	0,982	0,978	0,920	0,914	0,648
Mn <sup>2+</sup>	0,018	0,026	0,014	0,077	0,278
Mg <sup>2+</sup>	0,002	0,001	0,009	0,001	0,034
Zn <sup>2+</sup>	0,005	0,002	0,014	0,009	0,042
Sn <sup>4+</sup>	—	—	—	0,002	0,002

Окончание табл. 2

Окси-сел	№ об-раз-ца				
	ГТ-42	М13	М17	М25	М23
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,10	0,08	0,87	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,28	0,31	0,20	0,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70,26	68,91	67,95	66,75	68,91
FeO	1,65	29,31	28,81	30,61	25,79
MnO	22,27	1,78	1,70	0,73	5,25
MgO	2,41	0,05	0,07	0,04	0,26
ZnO	3,83	0,31	0,44	0,25	0,26
SnO	0,08	0,13	0,16	0,07	0,10
Σ	100,57	100,88	99,45	99,52	100,91

Катионы на 4O

Ti <sup>4+</sup>	—	0,002	0,002	0,023	0,002
Al <sup>3+</sup>	—	0,012	0,014	0,008	0,008
Fe <sup>3+</sup>	1,998	1,978	1,978	1,944	1,982
Fe <sup>2+</sup>	0,052	0,935	0,931	0,990	0,816
Mn <sup>2+</sup>	0,707	0,057	0,056	0,023	0,169
Mg <sup>2+</sup>	0,136	0,003	0,005	0,002	0,011
Zn <sup>2+</sup>	0,107	0,009	0,012	0,007	0,007
Sn <sup>4+</sup>	—	0,002	0,002	—	0,002

Примечание. П31—П36 — Першинское месторождение; М13—М23 — Маргаритовская и ГТ-92—ГТ-42 — Благодатная залежи Белогорского месторождения.

том, смитсонитом, железистым сфалеритом и пиритом. В ассоциации с гранатом обнаруживаются мелкие (до 10 мкм) зерна касситерита (табл. 3).

Как следует из результатов анализа (см. табл. 1), уровень вхождения олова в структу-



Рис. 1. Местоположение района обнаружения оловосодержащего граната.

#### 4. Кварц-сульфидный.

Для каждого этапа характерна соответствующая минеральная ассоциация:

1. Пироксен — гранат — флогопит — везувиан — волластонит — магнетит — кальцит. Редки гнезда ортоклаза и Мо-шеелита.

2. Гранат — магнетит — пироксен — родонит — манганактинолит — манган — кальцит — родохрозит — смитсонит. Все минералы обогащены марганцем и цинком.

3. Флюорит — Fe-сфалерит — гематит — висмутин — самородный висмут.

4. Кварц — пирит — клейофан — гидроокислы железа, марганца, цинка.

Наиболее высокие концентрации олова отмечены в гранатах Маргаритовской залежи Белогорского месторождения (табл. 1). Ассоциирующий с гранатом магнетит несет заметные примеси олова и цинка (табл. 2). Такие образцы представлены пористым гранат-магнетитовым скарном, пустоты в котором выполнены инкрустационным ромбододекаэдрическим грана-



Рис. 2. Корреляция элементов в зональном зерне оловосодержащего граната.

Таблица 3

Состав рудных минералов, ассоциирующих со Sn-гранатом, %

№ об-раз-ца Окси-сел	Элемент			Элемент	Элемент	
	7 М-17	2 М-13	3 М-17		4 М-17а	5 М-17б
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,20	Fe	3,43	5,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	94,47	Mn	0,73	0,61
FeO	3,42	0,21	—	Zn	63,86	60,92
MnO	0,25	0,82	0,07	S	33,18	32,63
SnO <sub>2</sub>	95,85	98,66	2,67	Cd	0,09	0,08
Σ	99,52	99,69	97,41*	Σ	101,29	99,52

## Катионы

Катион	Катион			Катион	Катион	
	7 М-17	2 М-13	3 М-17		4 М-17а	5 М-17б
Al <sup>3+</sup>	—	—	0,006	Fe <sup>2+</sup>	0,060	0,090
Fe <sup>3+</sup>	—	—	1,953	Mn <sup>2+</sup>	0,013	0,011
Fe <sup>2+</sup>	0,072	0,004	—	Zn <sup>2+</sup>	0,968	0,907
Mn <sup>2+</sup>	0,004	0,018	0,002	S <sup>2-</sup>	0,957	0,991
Sn <sup>4+</sup>	0,963	0,989	0,030	Cd <sup>2+</sup>	0,001	0,001

Примечание. 1, 2 — касситерит, 3 — гематит, 4, 5 — сфалерит.

\* В гематите содержится еще 1—1,5% SiO<sub>2</sub>, который не определялся.

ру граната в целом не контролируется его валовым составом и, очевидно, обусловлен лишь вариациями внешних условий. Профиль сканирования электронного зонда через зональное зерно с наибольшим содержанием олова выявляет некоторые закономерности изоморфизма в этих гранатах (рис. 2). Из приведенных данных следует, что в гранате наблюдается отчетливое замещение гроссуляровой компоненты (Ca<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>) марганцево-оловянной (Mn<sub>3</sub>Fe<sub>2</sub>Sn<sub>3</sub>O<sub>12</sub>). Расчет формул на эти компоненты (см. табл. 1) дает удовлетворительную (в пределах точности метода) компенсацию кремния оловом, т. е. олово занимает вакансии в тетраэдре.

Для ряда оловосодержащих гранатов был

определен параметр элементарной решетки (см. табл. 1). Наличие сопряженного изоморфизма других элементов и низкие содержания олова не позволяют однозначно решить вопрос о влиянии Sn<sup>4+</sup> на величину этого параметра, значения которого близки к a<sub>0</sub> чистого андрадита.

Для определения времени образования оловосодержащего граната были исследованы включения касситерита. Профиль сканирования электронного зонда через контакт граната с касситеритом, находящимся в магнетите, гематите, гранате, показывает резкое обеднение граната оловом в контакте с касситеритом (рис. 3, а—в). На удалении от контакта концентрация олова в гранате возрастает и в общем коррелирует с содержанием других элементов (как указывалось выше). Наличие такой инфильтрационной зональности по олову в контакте граната с касситеритом и постоянная ассоциация касситерита с гематитом свидетельствуют о том, что касситерит образуется за счет олова, входящего в структуру граната.

Из полученных данных вытекает, что на ранней стадии скарнообразования формировался беспримесный гранат, затем, видимо, в щелочную стадию под действием Mn—Sn-растворов, связанных с жилами поздних граносиенитов, происходила перекристаллизация граната, вследствие чего олово вошло в его структуру. Наиболее богаты оловом гранаты, выполняющие инкрустационную пленку в трещинах, по которым просачивались рудоносные растворы. В позднюю, кислотную стадию за счет сульфидных растворов, несущих Pb, Sn, Bi, по порам и трещинам происходило отложение рудных минералов: сфалерита, гематита, висмутина (см. табл. 3). Освобождающееся из граната олово частично выпадало в виде касситерита, частично входило в решетку гематита (см. табл. 3). Значительные колебания железисто-

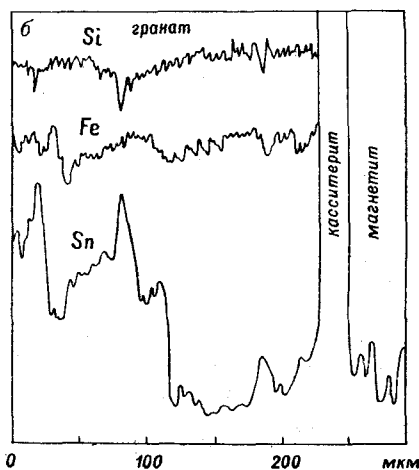
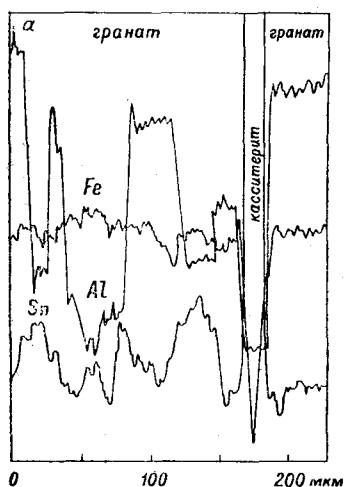
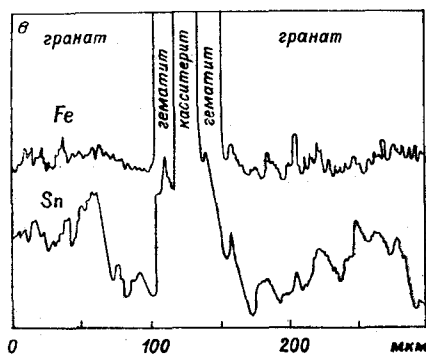


Рис. 3. Характер изменения состава граната на контакте с касситеритом (а), включенным в магнетит (б) и гематит (в); JXA-5а.



сти и марганцовистости касситерита (см. табл. 3) указывают на зависимость его состава от состава замещаемого им минерала — магнетита или граната.

Полученные данные показывают, что железоносные гидротермы, сформировавшие скар-

ны Ольгинского района, изначально были обогащены оловом, которое в силу специфических условий (видимо, высокой щелочности) рассеивалось или в магнетите, или в гранате и лишь на поздних (видимо, кислотных) стадиях выделялось в виде касситерита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Dadák V., Novák F.* Tin containing andradite from Plavno Mine in the Krusne Hory Mts., Czechoslovakia.— *Min. Mag.*, 1965, v. 35.
2. *Geller S., Miller C. E., Treuting R. G.* New synthetic garnets.— *Acta Cryst.*, 1960, v. 13.
3. *Hellwege H.* The occurrence of tin as a trace element in minerals.— *Beitr. Angew. Min. Festschrift H. Rose 1 Folge*. Berlin, 1956.
4. *McIver J. R., Mihalik P.* Stannian andradite from

- “David Ost”, south-west Africa.— *Can. Mineral.*, 1975, v. 13, p. 3.
5. *Mulligan R., Jambor J. L.* Tin-bearing silicates from skarn in the Cassiar District, Northern British Columbia.— *Can. Mineral.*, 1968, v. 9.
6. *Ringwood A. E.* Principles governing trace element behaviour during magmatic crystallization.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, v. 7.
7. *Saksela M.* Mineralogy and origin of the Pitkäranta ore bodies.— *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 1951, v. 24.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
10 декабря 1981 г.

УДК 549.74

В. И. Гвоздев, Г. Н. Степанов, И. М. Романенко

## МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ТЕЛЛУРИДОВ НА ОДНОМ ИЗ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

Изучались минеральные ассоциации теллуридов на одном из вольфрамовых месторождений Приморья. Достоверно диагностированы сульфотеллуриды висмута (жозеит-М), сульфотеллурид-I, сульфотеллурид-II), теллуриды серебра (гессит, штюццит) и висмута (хедлейит), а также теллуристая разновидность канфилдита. Установлено, что все теллуриды, кроме канфилдита, находятся в тесной ассоциации с висмутовыми минералами и по парагенезисам и пространственной

приуроченности к определенному типу руд подразделяются на две группы: первая (жозеит-М, хедлейит, сульфотеллурид-I) ассоциирует с висмутином, тяготея к пирротиновым рудам; вторая (сульфотеллурид-II, гессит, штюццит) ассоциирует с самородным висмутом в полиметаллических рудах. Типоморфной примесью большинства теллуридов являются свинец, селен, рудное железо, серебро и медь.

В последние годы все более остро встает вопрос о комплексном использовании месторождений полезных ископаемых. Не являются исключением и вольфрамовые месторождения, перспективные на висмут, теллур, селен и золото. Авторами изучались минеральные ассоциации теллуридов — одного из скарново-шеелитовых месторождений Приморья.

Месторождение сложено вулканогенно-осадочными породами триасово-юрского возраста, которые прорваны штоком высокоглиноземистых гранитоидов и дайками основного, среднего и кислого состава. Рудные тела представляют собой метасоматические образования неправильной или линзовидной формы, локализующиеся в эндо- и экзоконтактах штока гранитоидов. Месторождение сформировалось в несколько стадий: скарновую, грейзеновую, кварцево-шеелитовую, сульфидную и карбонатную. В рудах сульфидной стадии можно выделить два типа минерализации (пирротиновая и поли-

металлическая), сопровождающиеся минералогически отличными ассоциациями теллуридных и висмутовых минералов. Среди теллуросодержащих минералов преобладают сульфотеллуриды висмута (группа жозеитов), реже встречаются теллуриды серебра (гессит, штюццит) и висмута (хедлейит), а также теллуристая разновидность канфилдита. Все теллуриды, кроме канфилдита, находятся в тесной ассоциации с висмутовыми минералами (висмутином, икунолитом, самородным висмутом).

По парагенезисам и пространственной приуроченности к определенному типу минерализации среди теллуридов можно выделить две группы. Первая (жозеит-М, хедлейит, сульфотеллурид висмута-I) в ассоциации с висмутином, пространственно тяготеет к пирротиновым рудам, а вторая (сульфотеллурид висмута-II, гессит, штюццит) в ассоциации с самородным висмутом — к полиметаллическим рудам.

Состав минералов теллура

№ п. п.	Химический состав, вес. %										Кристаллические формулы								
	Bi	Pb	Ag	S	Te	Se	Sn	Cu	Fe	Сумма	Bi	Pb	Ag	S	Te	Se	Sn	Fe	
1	69,35	3,62	—	5,86	21,25	0,22	—	0,14	—	100,47	3,80	0,20	—	2,10	1,90	—	—	—	
2	77,46	0,01	—	2,21	17,81	2,49	—	—	0,53	100,56	4,18	—	—	0,78	1,57	0,36	—	0,11	
3	74,57	2,01	—	2,85	18,27	0,20	—	—	0,15	98,11	4,14	0,11	—	1,03	1,66	0,03	—	0,03	
4	72,75	2,48	—	2,65	19,58	0,40	—	—	—	97,98	4,05	0,14	—	0,97	1,78	0,06	—	—	
5	80,24	—	0,02	0,82	14,37	2,47	—	—	0,17	98,09	6,91	—	—	0,46	2,02	0,56	—	0,05	
6	0,27	0,47	62,36	0,06	37,32	—	—	—	0,14	100,63	—	0,01	1,99	—	1,00	—	—	—	
7	0,01	0,73	57,67	0,07	41,72	—	—	0,03	0,14	100,37	—	0,03	4,95	—	3,02	—	—	—	
8	0,60	—	60,2	9,8	19,0	0,2	9,5	—	—	99,3	—	—	7,67	4,21	2,09	—	1,09	—	
9	0,60	—	64,1	9,3	15,6	0,2	He	—	—	—	—	—	8,00	4,18	1,75	—	He	—	
							опр.											опр.	

Примечание. 1 — жозеит-М; 2 — сульфотеллурид висмута-I; 3—4 — сульфотеллурид висмута-II; 5 — хедлейит; 6 — гессит; 7 — штюцит; 8, 9 — канфильдит. Анализы выполнены на микроанализаторе ЖХА-5А И. М. Романенко.

Пирротиновый тип руды превалирует на месторождении. Кроме пирротина здесь встречаются пирит, халькопирит, шеелит (до 2—5%). Из нерудных минералов присутствуют кварц, пироксен, амфибол, кальцит, слюды. Минералы теллура в сростках с висмутином, реже с самородным висмутом пространственно тяготеют к выделениям халькопирита в кремнистых и грейзенизированных породах, а в массивных пирротиновых рудах — к гнездообразным скоплениям (до 3 мм) кварца, образующего с пирротином графическиподобные сростания.

Полиметаллический тип руд менее распространен на месторождении. Он сложен арсенопиритом, пирротином, сфалеритом, реже встречаются галенит, шеелит. Из нерудных присутствуют кварц (до 90%), флогопит (?), апатит, амфибол. Пространственно теллуриды тяготеют к выделениям самородного висмута, который образует графическиподобные сростания с галенитом.

Ассоциация с канфильдитом встречается очень редко в кварцевых жилах арсенопирит-сфалерит-галенитового состава в грейзенизированных гранитах на флангах месторождения. Канфильдит пространственно тяготеет к ксеноморфным выделениям галенита.

Краткая характеристика минералов теллура приводится в порядке их распространенности на месторождении. Химические составы минералов приведены в таблице.

Сульфотеллуриды на месторождении представлены жозеитом-М, сульфотеллуридом-I и сульфотеллуридом-II.

Жозеит-М установлен в участках окварцованных пироксеновых скарнов в виде изометричных зерен размером 0,03 мм в висмутине. По классификации [1] для него характерны отношения  $A:X$  и  $Te:S$ , близкие к 1:1 (см. таблицу, № 1). Под микроскопом минерал имеет белый цвет с розоватым оттенком и отражательную способность выше, чем у висмутина. Двуотражение отсутствует. Анизотропия заметна в иммерсии.

Сульфотеллурид висмута-I встречается во вкрапленных пирротиновых рудах в виде изометричных зерен размером до 0,05 мм в интерстициальных кварца и краевых частях висмутина, замещающего пирротин. По отношению  $A:X=3:2$  минерал относится к группе верлита (жозеиту — К). По химическому составу (см. таблицу, № 2) он отличается от сульфотеллурида висмута-II повышенными значениями висмута, селена и пониженными — теллура и серы. Оптически минерал имеет белый цвет с отчетливым светло-кремовым оттенком. Отражательная способность выше, чем у висмутина.

Сульфотеллурид висмута-II установлен только в сростках с самородным висмутом, гесситом, штюцитом в галените. Минерал образует сростки неправильной формы с прямолинейными границами и размером зерен, не превышающим 0,05 мм. По химическому составу (см. таблицу, №№ 3, 4) сульфотеллуриды относятся к свинецсодержащим разновидностям, а по оптическим характеристикам аналогичны сульфотеллуриду висмута-I.

Хедлейит найден в массивных пирротиновых рудах в сростках с самородным висмутом и висмутином в кварц-халькопиритовых прожилках. Он образует изометричные зерна размером 0,02—0,09 мм. По химическому составу (см. таблицу, № 5) хедлейиты месторождения отличаются повышенными содержаниями серы (0,82 вес. %) и селена (2,47 вес. %). Хедлейит с содержанием 1,37% Se наблюдается в месторождениях Британской Колумбии [5]. Для минерала характерна высокая отражательная способность, большая, чем у сульфотеллуридов висмута, белый цвет без оттенков, слабая анизотропия с цветными эффектами от желтоватосерых до коричневатых оттенков.

Гессит и штюцит образуют тесные сростания неправильной формы с сульфотеллуридом висмута-II (рис. 1). Размеры сростаний не превышают 0,1 мм. Отражательная способность выше, чем у галенита. Цвет минералов светлосерый с зеленоватым оттенком. Двуотражение

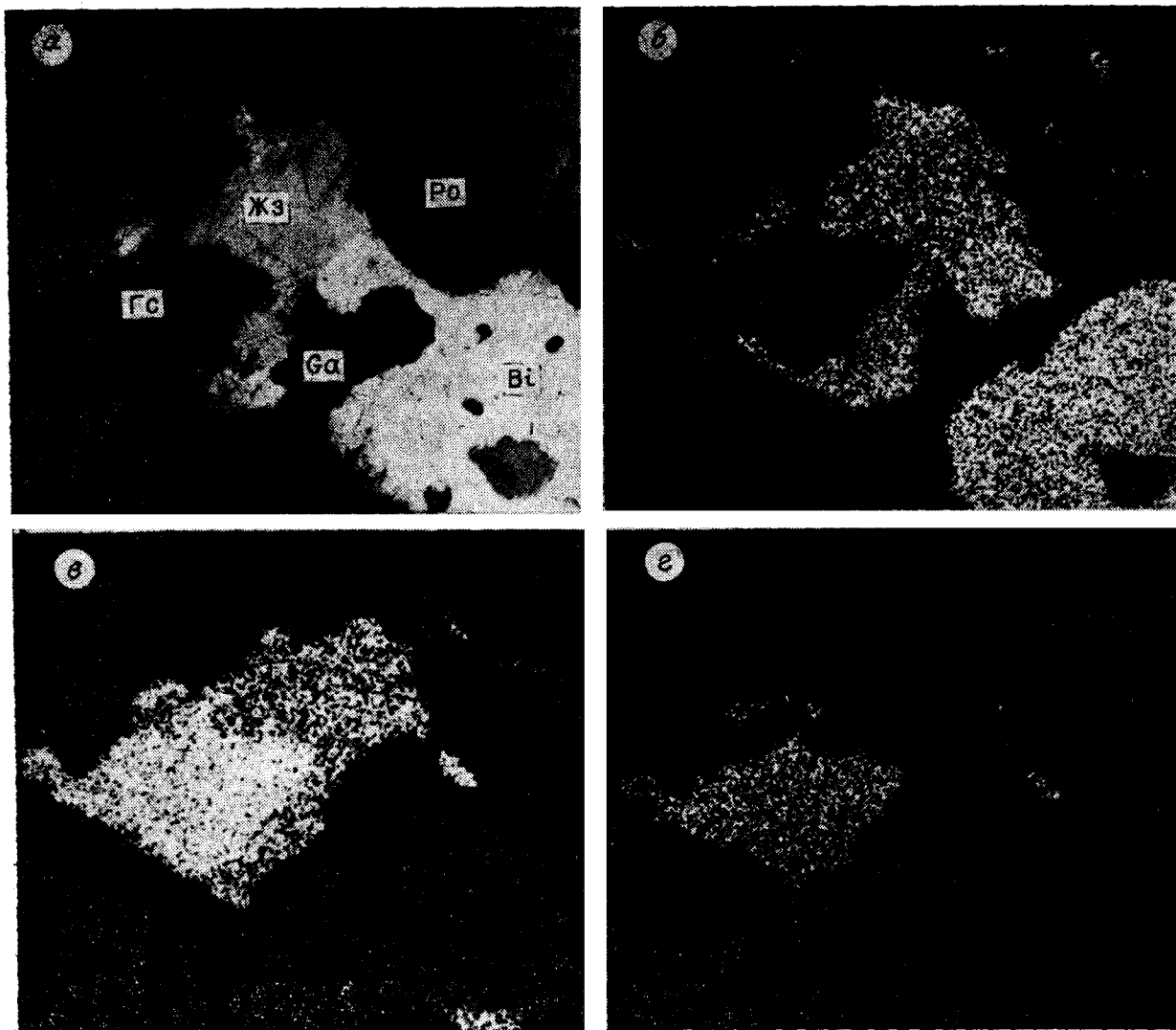


Рис. 1. Срастания гессита (Гс), сульфотеллурида висмута-III (Жз), самородного висмута (Вt) и галенита (Ga) в краевых частях зерен пирротина (Ро):

а) Изображение в поляризационном микроскопе с использованием иммерсии при параллельных николях. Увел. 600\*. Черное — кварц и дефект полировки; б) то же, изображение на JXA-5A в лучах  $\text{BiH}\alpha$ ; в) то же,  $\text{TeI}\alpha$ ; г) то же, в  $\text{AgI}\alpha$ .

наблюдается только в иммерсии. Минералы отличаются друг от друга только по цветным эффектам анизотропии. Исследованием на микрозонде (см. таблицу, №№ 6, 7) в теллуридах серебра установлены примеси висмута, свинца, железа.

Особый минералогический интерес представляет теллуристая разновидность канфилдита (см. таблицу, №№ 8, 9), установленная в рудах месторождения. Это вторая находка в СССР. Впервые теллуристый канфилдит (~19% Te) был обнаружен Д. О. Онтоевым и др. [3] в рудах месторождения Белуха и на месторождении Равелсток (8,69% Te) из Британской Колумбии [4]. Минерал образует ксеноморфные выделения (до 0,1 мм) в краевых

частях галенита и зерна кристаллоподобного облика в кварце. Во всех изучаемых канфилдитах месторождения наблюдается структура распада твердого раствора галенита (рис. 2), который в сечениях образует каплевидные или пластинчатые выделения. Под микроскопом минерал похож на блеклую руду. Имеет отражательную способность меньшую, чем у галенита и в сравнении с ним зеленоватый оттенок. Двухотражение и анизотропия не наблюдались.

Таким образом, приведенные данные по химическому составу теллуридов показывают, что типоморфной примесью большинства из них являются свинец, селен, реже железо, серебро, медь. Интересно отметить, что для теллуридов из ассоциации с висмутином характерны повы-

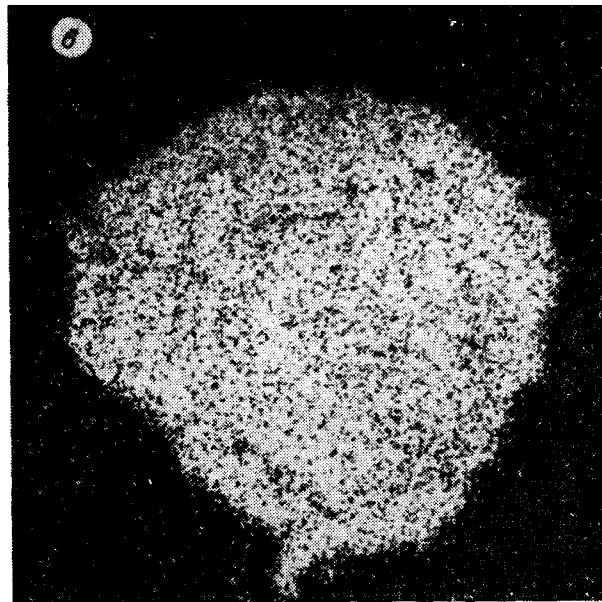
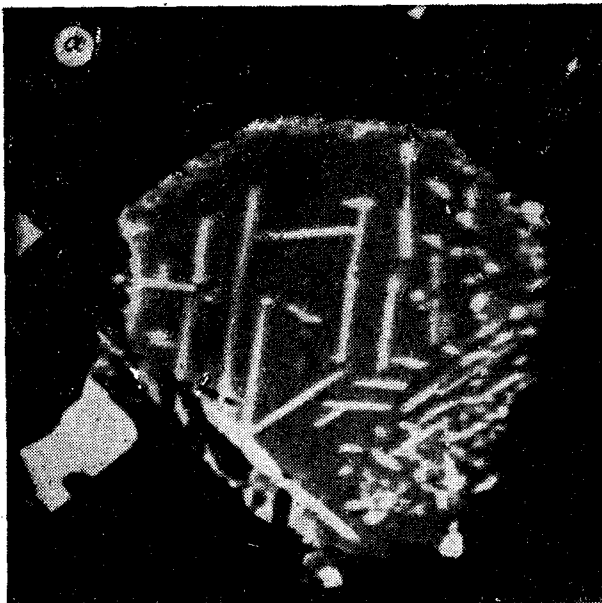


Рис. 2. Структура распада твердого раствора галенита в канфильдите.

а) В отраженных электронах; б) то же, в  $PbM_{\alpha}$  в левом углу снимка — зерно галенита; в) то же, в  $AgL_{\alpha}$ .  
Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5A. Увел. 600\*.

Анализируя парагенезисы минералов теллура и висмута и сопоставляя их с результатами экспериментальных данных [2], можно предположить, что теллуриды из ассоциации с висмутином отлагались из относительно кислых сред, а теллуриды из ассоциации с самородным висмутом — из относительно щелочных.

Сравнительно узкий температурный интервал отложения минеральных ассоциаций теллуридов (200—400°C) и широкое многообразие минеральных форм нашли свое отражение в распределении теллуридно-висмутовой минерализации, которая не выходит за границы рудных тел, скарнов и грейзенов, общая мощность которых на месторождении не превышает 100 м.

Полученные результаты могут быть использованы при решении некоторых вопросов генезиса руд месторождений и при оценке возможности их комплексного использования.

шенные концентрации селена (до 2,49 вес. %). Кроме того, в этой ассоциации встречается самородное золото, которое не наблюдается в полиметаллических рудах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Годовиков А. Л., Кочеткова К. В., Лаврентьев Ю. Г. О систематике сульфотеллуридов и теллуридов висмута.— Зап. ВМО, 1971, вып. 100, № 4.
2. Колонин Г. Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1971, т. 6.
3. Онгоев Д. О., Тронева Н. В. и др. Первая находка

теллуристого канфильдита.— ДАН СССР, 1971, т. 201, № 3.

4. Harris D. C., Owens D. R. A tellurium-bearing canfieldite from Revelstoke.— Can. Miner., 1971, 10, N 5.
5. Warren H. V., P. Davis. Some bismuth minerals from British Columbia with notes on wehrlite and some Bi—Te allqys. Univ. Toronto Stud. Geol. Ser., 1945, v. 49.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Ю. А. Косыгин

## ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

## ЗАМЕТКА ЧЕТВЕРТАЯ

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ГИПОТЕЗЫ Е. Е. МИЛАНОВСКОГО [1] И А. И. СУВОРОВА [2]

Здесь будут рассмотрены две совершенно разные геотектонические гипотезы, которые объединяются двумя общими признаками. Во-первых, обе они построены на геологической основе и не рассматривают процессов, происходящих в глубоких недрах Земли.

## 1

Е. Е. Милановский свои геодинамические построения во времени ограничивает фанерозоем. Этот подход надо признать правильным, так как фанерозойские события значительно более доступны нашему пониманию, а следовательно, историко-геологическим и геотектоническим реконструкциям, чем докембрий с вуализующим его структуру и историю метаморфизмом. В качестве основных достижений геологической науки последнего двадцатилетия, которые должны сыграть роль в обновлении взглядов на геологическое развитие, Е. Е. Милановский отмечает: 1) открытие планетарной рифтовой системы, отличающейся от геосинклинальных систем преимущественно явлениями спрединга; 2) полосчатую структуру магнитного поля океанического дна, не свойственную континентам; 3) подстилание осадков океанического ложа юрскими, меловыми или кайнозойскими базальтами; 4) установление сейсмическими исследованиями астеносферного слоя «под большей частью поверхности Земли», наиболее мощного под океанами и подвижными зонами континентов; 5) изучение офиолитов, как реликтов «коры океанического типа» ранней стадии эвгеосинклиналей и последующего их сжатия и шарьирования; 6) изменение положения крупных блоков относительно магнитной оси Земли и относительно друг друга (по палеомагнитным исследованиям).

Все эти данные хорошо известны и используются во многих построениях. Но они являются лишь отчасти фактическими, а большей частью гипотетичны и, естественно, могут трактоваться по-разному. Уже при характеристике границ литосферных плит мы отмечали существенные пробелы концепции планетарной системы рифтов. Системы же линейных магнитных аномалий свойственны и частям континентов, где они отражают структуру их архейских фундаментов (вспомним схемы Н. С. Шатского и других по Русской платформе и опыт прослеживания структурных связей между алданским и анэдирским археом в Сибири по параллельным пучкам линейных аномалий). Далее отметим неполноту представлений о подстилании осадков в океанах мезозойскими и кайнозойскими базаль-

Во-вторых, обе они тесно связаны с концепцией литосферных плит, подвергают отдельные ее положения серьезной критике, а также вводят существенно новое в понимание природы тектонических процессов.

тами хотя бы в том, что океаническое дно исследовано бурением на относительно небольшие глубины. Напомним также о прерывистости астеносферы, а точнее, астенозона, о спорности и многозначности решения проблемы офиолитов и, наконец, об односторонности и узости доказательств вращений и крупных перемещений блоков гипергенной оболочки, литосферы и земной коры. Поэтому перечисляемые Е. Е. Милановским достижения геологических наук являются не открытиями, а лишь постановкой вопросов. Правда, все эти вопросы кардинальные, намечающие новые пути и открывающие огромные горизонты для современных и будущих исследований.

«Одним из главных достоинств концепции тектоники плит,— пишет Е. Е. Милановский,— выгодно отличающим ее от многих других тектонических гипотез, является присущий ей глобальный подход к анализу тектонических движений и деформаций, одновременно происходящих в разных областях Земли» [1, с. 4]. Укажем, однако, что еще в контрактционной гипотезе, гипотезах А. Вегенера и Р. Штауба, взглядах А. Д. Архангельского и Г. Штилле был ясно выражен глобальный подход, и об этом не следовало бы забывать.

Прежде чем перейти к изложению, анализу и оценке гипотезы, мне хочется еще остановиться на достоинствах и недостатках некоторых суждений, играющих роль предпосылок. Так, неверно, что концепция литосферных плит предполагает проскальзывание тонких плит по астеносферному слою. Это было свойственно гипотезе Вегенера, где действительно материки скользили по субстрату и плавали по нему, как корабли. В новой же («неомобилистской») гипотезе субстрат несет литосферные блоки и они не проскальзывают по нему. Такой механизм вполне возможен, если существует конвекция (глобальная или локальная в астенозонах, быстрая или сколь угодно медленная, единая или многопорядковая, непрерывная во времени или прерывистая, захватывающая лишь астеносферу (астенозоны) или связанная с ячейками, распространяющимися до внешнего ядра). При этом могут быть вполне реальными тектонические процес-

сы, связывающие, грубо говоря, по вертикали (или по более сложным линиям и поверхностям) тектонические движения и деформации у земной поверхности, в недрах литосферной плиты и во всем конвекционном потоке, несущем эту плиту. Эти процессы могут быть унаследованными, по крайней мере, в течение того интервала времени, когда литосферная плита остается «прикрепленной» к несущему конвекционному потоку. Из этого следует высказанное ранее соображение, что тектоника континентов, характеризуемая теорией геосинклиналей, приемом унаследованности и многими другими достижениями геологической теории, совершенно инвариантна по отношению к различным разновидностям мобилизма и фиксизма. Вновь ставящиеся вопросы, конечно, должны решаться и на материале континентов, чем представления об их геологическом строении и развитии будут совершенствоваться. Вместе с тем уже накопленный опыт изучения геологического строения и геологической истории континентов остается незабываемым фундаментом геологических знаний. Это, по существу, подтверждается и Е. Е. Милановским, указывающим на неразрывную и очень длительную связь коры кратонов с мантийным субстратом, по крайней мере, до глубин в несколько сот километров. Это увязывается и с нашими соображениями о сплошном распространении астеносферы и, как правило, ее отсутствием под древними платформами. Конечно, поскольку мы здесь входим в область Большого геологического континуума, представления наши могут быть лишь гипотетическими. В частности, нельзя полностью исключить возможность существования вязкостной астеносферы на небольших глубинах под платформами, никак не отражающейся в сейсмическом поле, но никаких, даже косвенных доказательств этого нет. Вообще же в области Большого континуума можно сделать огромное количество противоречивых допущений, сформулировать множество гипотез, построить на них сложнейшие и точнейшие математические расчеты. Однако эти расчеты будут интересны лишь в математическом смысле и могут покрыть самые простые идеи непроницаемым лабиринтом формул, которые часто гипнотизируют читателя и нередко затрудняют ему доступ к сущности вопроса.

Нельзя не согласиться с Е. Е. Милановским в том, что концепция тектоники литосферных плит не способствует выяснению особенностей геологической истории, рисует перманентный и однообразный кинематический процесс для кайнозоя и мезозоя, неправомерно экстраполирует его в глубь геологических времен и сопровождается несогласующимися друг с другом частными (локальными) кинематическими моделями, количество которых разрастается, как «снежный ком».

Все эти совершенно справедливые соображения приводят Е. Е. Милановского к созданию собственной гипотезы, снимающей ряд перечисленных противоречий.

Основной посылкой этой гипотезы является признание периодичности тектонических движений, вулканизма и эвстатических колебаний уровня Мирового океана; главным выводом — признание пульсационного развития Земли, т. е. смены эпох сжатия и растяжения в ее истории. Основой гипотезы является эмпирическое обобщение геологического материала без разработки физического механизма геотектонического процесса.

В соответствии с этой концепцией выделяется тринадцать эпох сжатия (складчатости): позднеальпийская (верхний неоген — средний палеоген), ларамийская (нижний палеоген — верхний мел), субгерцинско-австрийская (верхний мел — нижний мел) и т. д. Затем выделяются периоды активизации рифтовых зон, отвечающие промежуткам между эпохами сжатия, и, наконец, «главные проявления негеосинклинального вулканизма», грубо соответствующие периодам активизации рифтовых зон и отвечающие,

как и они, эпохам растяжения. Затем все это сопоставляется с глобальными эвстатическими колебаниями. В общем получается, что число эвстатических циклов равно числу циклов тектонической активности; регрессии соответствуют эпохам деформаций, а трансгрессии — эпохам растяжения (рифтогенеза). Синтез всех этих данных приводит автора к выводу о пульсации Земли, причем сжатие соответствует регрессиям и эпохам складчатости, а растяжение — трансгрессиям, рифтогенезу и внегеосинклинальному вулканизму.

Таким образом, получается достаточно непроточивая концепция, но отдельные недостатки построенной очевидны. Они заключаются, во-первых, в том, что совершенно не раскрыта методика построения отдельных графиков (статистические приемы, способы и точность определения максимумов и минимумов), во-вторых, в широком и недостаточно критическом использовании «книжного» материала, содержащего разнородные данные. Я думаю, что главной задачей автора гипотезы должно являться создание надежной методической основы ее построения. Следует, в частности, придерживаться более строго принципа специализации. В рассматриваемой работе, как и во многих других, речь идет о растяжении, приводящем к «утонению» континентальной коры в миегеосинклиналях и «разрыву ее сплошности» в эвгеосинклиналях. Напомним еще и еще раз, что «кора» — понятие сейсмологическое и речь может идти только об изменении скоростных границ (разделов), но не о разрывании и утонении.

В целом гипотеза нуждается во внимательной методологической проработке, так как сама по себе она представляет, несомненно, очень большой интерес и, возможно, намечает наиболее правильный путь в исследовании развития структуры Земли.

Я попытаюсь пояснить преимущества этой гипотезы не столько с позиций естествознания, сколько с позиций философии.

Мыслимы четыре возможных ситуации изменения или сокращения объема Земли во времени. Обозначим их соответственно формулами

$$V_1 < V_0; \quad V_1 > V_0; \quad V_1 = V_0; \quad V_1 = V_0 \pm \Delta V;$$

где  $V_0$  — объем Земли на ранней, а  $V_1$  — на более поздней стадии;  $\Delta V$  — приращение объема Земли.

В первом случае объем Земли уменьшается, что соответствует контракционному механизму, т. е. сжатию при охлаждении. После открытия радиоактивности и разработки принципов определения радиометрического возраста горных пород контракционная гипотеза отпала, так как стало ясно, что Земля, сжимающаяся от охлаждения, давно бы потеряла все свое тепло. Этот парадоксальный вывод противоречил бы всем историко-геологическим реконструкциям, подкрепленным определениями радиометрического возраста.

Второй случай касается расширяющейся Земли. Эта концепция противоречит гравитационной природе нашей планеты; именно благодаря гравитации Земля имеет фигуру, близкую к фигуре гравитационного равновесия. Если бы в течение длительного периода в недрах Земли существовали силы, противодействующие гравитационным силам и преобладающие над ними, ее равновесная форма претерпела бы значительные изменения. Направление этих изменений предугадать весьма трудно.

Третий случай — неизменность объема Земли. Этому противоречит существование слоистой гипергенной структуры. Уже обращалось внимание на то, что отложение (образование слоя) в одном месте планеты требует возвышения (размыв) или понижения (что может быть вызвано уплотнением или оттоком глубинного вещества или же излиянием лав) ее поверхности в другом месте. При этом меняются радиусы Земли. Кроме того, нам хорошо известны случаи уплотнения и разуплотнения вещества Земли (гидратация и дегидратация сульфатов кальция, раз-



бухание и уплотнение глин), при которых происходит увеличение или уменьшение радиуса Земли в некоторых ее точках. Приведенные в скобках примеры иллюстрируют весьма незначительные увеличения или сокращения радиусов Земли в отдельных точках ее поверхности. О глубинах Земли наши представления гипотетичны, но мы вправе предполагать существование подобных глубинных процессов значительно больших масштабов (например, гипотеза сокращения объема при эклогитизации базальтов). Приведенные соображения говорят о невозможности точного сохранения объема Земли.

Четвертый случай соответствует пульсированию Земли, предусматриваемому гипотезой Е. Е. Милановского (а до него — гипотезами В. А. Обручева и М. А. Усова 1940 года). Из рассмотрения первых трех случаев, в итоге исключения возможности каждого из них, остается четвертый случай, как наиболее вероятная реальность. Приведенный здесь логический эскиз не претендует на безусловную истинность решения. Для разработки этого вопроса необходимо проведение разносторонних геологических и эмпирических обобщений на единой методологической основе, а также построение физических моделей эволюции Земли в целом и ее отдельных оболочек. Надо, однако, иметь в виду, что глобальный анализ геологических данных, необходимых для решения поставленного вопроса, представляет собой очень сложную и трудоемкую задачу. Только первой ласточкой можно считать разрабатываемую в последние годы Международную программу геологической корреляции. Важную роль в решении проблемы должны играть геофизические измерения, связанные с определением размеров Земли. И хотя для того, чтобы выделить таким образом хотя бы один цикл схемы Е. Е. Милановского, потребуется широкая программа глобальных регулярных измерений современных движений, которая могла бы дать точный материал для оценки формы и размеров Земли и их изменений, происходящих за сравнительно короткое время.

Оговоримся еще, что процесс пульсации Земли не может быть выражен, как это сделано у Е. Е. Милановского, только простыми двумерными диаграммами, в которых на общую ось геологического времени наносятся величины, отражающие интенсивность тех или иных процессов. Этот процесс может быть представлен по-разному для различных участков Земли, и схема пульсаций может иметь не только временной, но и региональный аспект.

Так или иначе идея Е. Е. Милановского о пульсирующей Земле, высказанная после накопления огромного фактического материала, в частности по океанам, и рождения множества новых гипотез и подходов в изучении Земли, имеет первостепенное значение и нуждается в дальнейшей разработке. Обстановка 1978 г., когда была опубликована статья Е. Е. Милановского, настолько отличается от обстановки 1940 г., когда публиковались работы В. А. Обручева и М. А. Усова, что изложенную в этой статье идею надо считать новой, свежей и интересной.

## 2

Геотектоническая гипотеза А. И. Суворова очень интересна и ее можно рассматривать как геодинамическую, хотя она коренным образом отличается от рассмотренных в предыдущих заметках гипотез В. П. Мясникова и Е. В. Артюшкова. Первая из этих гипотез основана только на рассмотрении физической стороны геодинамического механизма, вторая, кроме того, в небольшой мере использует геологические данные. Гипотеза А. И. Суворова почти целиком основана на геологических данных; геофизические материалы в ней отражают лишь мощности коры и глубины очагов землетрясений. Гипотеза основана на почти апри-

орном признании пластичного субстрата коровых глыб или так называемых *тектонопар*. В ней не рассматривается вопрос о «стыковке» геологических данных с моделями внутриземных физических или физико-химических процессов. Они принимаются автором в готовом виде только как возможность допускаемых им глубинных течений.

Важной чертой гипотезы является то, что в ней в равной мере рассматриваются океаны и континенты и поэтому она с большим правом может называться глобальной, чем тектоника литосферных плит, которая иногда обозначается, как «новая глобальная тектоника», хотя оперирует преимущественно океаническим материалом.

Интересной особенностью гипотезы является также нестандартный подход к выделению основных структурных форм на поверхности Земли. Вместо привычных геосинклинальных и платформенных областей, талассократонов и т. д. автор выделяет тектонопары, под которыми подразумевает «системы из двух равновеликих, пространственно и парагенетически взаимосвязанных структурных элементов, характеризующихся динамо-кинематическими параметрами» [2, с. 3]. Каждая тектонопара состоит из дугообразного поднятия и примыкающей к нему с внутренней стороны изометрической депрессии. Основными свойствами тектонопар являются синхронное развитие сопряженных поднятий и депрессий, утолщенная кора и тонкий осадочный слой на поднятиях, пережатые линейные складки и сдвига-надвиги в поднятиях при мозаичной структуре сбросов и раздвигов в депрессиях, преобладание в поднятиях динамометаморфизма и интрузий при усиленной эффузивной деятельности в депрессиях. Выделяются континентальные, переходные и океанические тектонопары. Их выделено соответственно семнадцать, семнадцать и девятнадцать. Тектонопары не покрывают всей поверхности планеты, а следовательно, не являются средством тектонического районирования; они выделяются лишь как отдельные структурные формы, важные с точки зрения автора гипотезы для понимания геодинамического процесса.

Континентальные тектонопары характеризуются мощной корой, длина их 700—4000 км, ширина 300—3000 км, площадь 0,5—10 млн. км<sup>2</sup>, превышение поднятий над депрессиями 0,5—8 км. Наиболее крупной является Альпийско-Средиземноморская тектонопара, к поднятию которой относится вся Альпийская Европа до Рейнского грабена включительно, а также складчатые сооружения Малой Азии, Копетдага и Ирана, а к впадине — Средиземное море, Северная окраина Африки и Месопотамский прогиб.

Океанические тектонопары характеризуются тонкой корой, длина их 5000—6000 км, ширина 3000—4000 км, площадь 2—25 млн. км<sup>2</sup>, превышение поднятий над депрессиями 2—5 км.

В переходной области тектонопары наиболее контрастны, длина их 1000—4000 км, площадь 0,5—10 млн. км<sup>2</sup>. Фронтальным поднятиям, как правило, соответствуют краевые дуги, а тыловым депрессиям — окраинные моря. Особенность тектонопар переходной области — наличие перед фронтальным поднятием глубоководного желоба, появляющегося лишь при превышении поднятия над депрессией не менее 4—8 км. Глубина депрессий 3—4 км ниже уровня моря, а длина дуги в 1,5—2 раза больше радиуса ее кривизны.

Поднятия континентальных, океанических и переходных тектонопар характеризуются увеличенной мощностью коры и современным ростом, новейшими горизонтальными подвижками и сильной дислоцированностью молодых отложений, новейшим интрузивным магматизмом (Альпийская Европа, Япония, Кордильеры, Анды и т. д.).

Выделив тектонопары, А. И. Суворов выясняет их возможное геодинамическое значение. Так, «сжимаю-

щие напряжения в очагах землетрясений ориентированы чаще всего вкрест простиранию региональных тектонопар (Тихоокеанское кольцо, Кавказ, Памир и др.). Очевидно, дугообразные поднятия в новейших тектонопарах действительно являются структурами горизонтального сжатия» [2, с. 9]. При этом предполагается, что сравнительно небольшая глубина очагов землетрясений свидетельствует о сжатии самих верхов литосферы, которое ведет к росту поднятий, и далее — «основой механизма формирования тыловых депрессий следует считать горизонтальное растяжение верхних частей литосферы (очевидно, выше очагов проявляющихся здесь глубокофокусных землетрясений), которое сопровождалось их проседанием, дроблением, дальнейшим растаскиванием и образованием, в конечном счете, систем простых мозаично-глыбовых структур» [2, с. 10]. Общий для тектонопары геодинамический механизм мыслится в оттоке масс из-под тыловых депрессий и нагнетания их в поднятия. Рассмотрение совокупностей тектонопар позволяет судить о геодинамической обстановке на больших пространствах. Так, указывается, что ориентировка и дугообразное изгибание поднятий свидетельствуют о преобладающем перемещении глубинных масс к востоку и западу, но не к полюсам. Однообразной ориентировкой обладают тектонопары Северной Евразии от Верхояно-Колымской до Баффиновской, что связывается с однонаправленным глубинным горизонтальным течением, неоднократно трансформировавшимся в вертикальное с образованием тектонопар.

Отмечаются продольно-петельчатые пояса тектонопар (Тихоокеанский пояс). Альпийско-Средиземноморская и Гималайско-Таримская тектонопары состоят из группы мелких тектонопар. «Структурный рисунок таких динамических систем очень сложный, что связано с довольно беспорядочным расположением мелких тектонопар с разнонаправленными перемещениями в них относительно главной оси» [2, с. 12].

В литосфере Земли выделяются три крупных блока: Северный с тенденцией однонаправленного движения масс, Тихоокеанский с встречным движением тектонопар и концентрацией масс в границах акватории Тихого океана, Африканский, находящийся в условиях востороннего растяжения.

Все три блока находятся в резко различных дипомо-кинематических условиях, что связывается с ка-

кими-то неоднородностями внутреннего строения Земли, которое с нашей точки зрения сейчас представляется менее концентрически-оболочечным и более гетерогенным вплоть до больших глубин» [2, с. 13]. Отметим, что к близкому предположению нас привел опыт сравнительного истолкования сейсмометрических и гравиметрических данных.

Далее А. И. Суворов выделяет три крупных линеймента. Самый крупный (длиной 20 000 км) проходит по южной границе Северного блока, второй линеймент пересекает Тихий океан с северо-запада на юго-восток и контролируется структурами Императорских гор, Гавайской, Центрально-Тихоокеанской, Туамоту и Восточно-Тихоокеанской. Этот линеймент рассматривается как фронт встречных движений масс. Третий линеймент проходит в срединной части Индийского океана субмеридионально вдоль Мальдивского и Центрально-Индийского хребтов; он также рассматривается как фронт встречных движений и ссучивания.

Основные выводы А. И. Суворова следующие: тектонопары формируются глубинным латеральным течением масс; размещение и ориентировка тектонопар не подтверждают «представлений о повсеместном расширении океанического дна, о глобальном дрейфе континентальных плит и вообще отвергают преобладание какой-либо одной для всей Земли модели движений» [2, с. 16];

существует глубинная гетерогенность литосферы. Несомненными достоинствами гипотезы А. И. Суворова является то, что она построена на базе глобального геологического материала и объединяет хорошо согласующиеся геологические (новейшие движения) и геофизические (мощность коры) данные. Эта работа А. И. Суворова ставит перед физиками задачу создания региональных увязанных друг с другом геодинамических моделей.

Гипотеза не противоречит высказанным нами соображениям, во-первых, о возможном преобладании мозаично-блоковой структуры Земли над сферически-симметричной или о сосуществовании обеих структур, во-вторых, о несплошном распространении астеносферы и об исторической изменчивости свойств и положения астеносферы.

Знакомство с идеями А. И. Суворова наводит на мысль, что «тектоника литосферных плит» в ее ортодоксальном варианте серьезно «пробуксовывает».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизм Земли в фанерозое (проблема пульсации и расширения Земли).— Геотектоника, 1978, № 6.

2. Суворов А. И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных структур).— Геотектоника, 1978, № 2.

ИТг ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
16 февраля 1982 г.

Н. А. Шило, В. М. Мерзляков, М. И. Терехов

## О НОВОЙ ПОПЫТКЕ ОБОСНОВАНИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ КОЛЫМСКОГО МАССИВА \*

Несмотря на то, что представление о Колымском среднем массиве, как о тектонотипе структур этого класса, вошло во многие общетеоретические и региональные работы, само существование его не раз вызывало сомнения у исследователей. Об этом свидетельствует анализ соответствующей литературы [24].

Дискуссия о Колымском массиве особенно ожидалась в последнее десятилетие, когда вместо него стали выделяться мезозойские эвгеосинклинальные складчатые зоны. Проблема Колымского массива обсуждалась на Всесоюзных совещаниях при рассмотрении тектоники Тихоокеанского пояса (1973 г.) и тектоники срединных массивов (1974 г.), а также на специальном семинаре Тектонического комитета СССР (1976 г.). Сейчас уже можно определенно сказать, что большинство исследователей признало Алазейско-Олойскую эвгеосинклинальную складчатую систему, выделенную в качестве нового элемента мезозойского Северо-Востока СССР на месте бывшего Колымского массива [2, 17, 30, 35, 36, 38, 40, 43, 44 и др.].

Тем не менее представление о Колымском массиве еще продолжает отстаиваться некоторыми исследователями. Такая попытка предпринята снова коллективом якутских геологов, опубликовавшим большую монографию [6]. Главное ее отличие от предшествующих работ тех же авторов [7 и др.] состоит в том, что Колымский массив в ней выделяется как составная часть более обширной жесткой структуры — Колымо-Омолонского остаточного массива. Данные по Омолонскому массиву (где имеется бесспорный дорифейский фундамент, перекрытый чехлом), используются якутскими геологами в качестве основы для создания модели строения всего Колымо-Омолонского массива. Нам уже приходилось отмечать, что такое решение проблемы Колымского массива неправомерно [26, 27]. Оно не могло не привести Г. А. Гринберга, Г. С. Гусева и их соавторов к широкому необоснованному экстраполяциям, вольному обращению с фактическим материалом и тенденциозности в освещении ряда вопросов. Так, уже во введении к книге авторы пытаются настроить читателя на определенный лад, сообщая, что глубокометаморфизованные породы на Северо-Востоке СССР будто бы еще с первых лет его геологического изучения «единодушно относились к раннему докембрию», а попытки их «омоложения» стали предприниматься лишь с 1969—1973 гг. в связи с возникшими идеями о формировании ортогеосинклиналей на симатическом основании и появлением новой гипотезы об Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системе.

В действительности же вопрос о возрасте метаморфических толщ на Северо-Востоке СССР всегда решался трудно, неоднозначно и уж, конечно, не под влиянием идей об Алазейско-Олойской эвгеосинклинали! Хорошо известно, например, что С. В. Обручев [31] первоначально считал гнейсы Омолонского массива не архейскими, а палеозойскими или даже мезозойскими, рассматривая их как эндоконтактовую фацию гранитоидов. Эта точка зрения была поддержана В. М. Шевченко [41]. Лишь позднее она пришла к вы-

воду, что наряду с эндоконтактовыми гнейсами на Омолонском массиве распространены и регионально метаморфизованные докембрийские толщи.

Выводы о мезозойском возрасте метаморфических пород учатского комплекса в Омулевском поднятии были сделаны Ю. Н. Трушковым [39] также еще в результате самых первых исследований в 1933—1935 гг., а в 1958 г. подтверждены [23]. О молодом (палеозойском) возрасте метаморфических комплексов Приколымского, Тас-Хаяхтахского и Селенныхского поднятий также говорилось давно [11, 29, 45]. Первые исследователи Алазейского плоскогорья считали встречающиеся там метаморфические сланцы продуктами преобразования пермских отложений [33]. К выводу о мезозойском возрасте метаморфических пород п-ова Тайгонос в 1945 г. пришел И. Р. Якушев, что позже частично было подтверждено И. Л. Лившиц [19]. Число подобных примеров можно было бы значительно увеличить. При желании читатель сможет найти их в книге Г. С. Гнибиденко [5] и в очерке М. Л. Гельмана [3].

Показательно, что, освещая историю геологического изучения региона, авторы монографии лишь свои исследования считают кондиционными. Результаты же работ других геологов, которые не согласуются с их представлениями, либо не упоминаются совсем [3, 4, 11—15, 22, 25, 34], либо оцениваются как ненадежные ввиду «беглости наблюдений». Именно так, без какого-либо анализа, охарактеризованы итоги многолетних специальных исследований метаморфических комплексов на Приколымском поднятии и на п-ове Тайгонос. А ведь по результатам этих исследований опубликован ряд обстоятельных статей, монография В. А. Шишкина [47], защищены кандидатские диссертации [13, 46]. В сравнении с перечисленными работами, исследование Г. А. Гринберга и его соавторов [6] на Приколымском поднятии, Омолонском массиве и п-ове Тайгонос выглядят действительно очень беглыми. Видимо, по этой причине якутским геологам остался неизвестным не только ряд фондовых материалов (в том числе по результатам тематических исследований), но и опубликованные монографии П. П. Лычагина [20] и М. И. Терехова [37]. Но вернемся к вопросу о метаморфических комплексах.

Г. А. Гринберг и его соавторы [6] совершенно правы, когда утверждают, что от определения возраста метаморфических пород, выяснения их фациальной принадлежности и структурного положения зависят те или иные региональные геологические построения и, в частности, правильная интерпретация тектонической принадлежности огромной территории в центре Северо-Востока СССР. Но разве можно признать хоть в какой-то степени обоснованным один из главнейших выводов авторов рассматриваемой монографии о раннеархейском гранито-гнейсовом субстрате, в которой врезаны дорифейские троговые комплексы Колымо-Омолонского массива? Фактических материалов на этот счет в книге нет совершенно, несмотря на то, что описанию метаморфических пород в ней отведена едва ли не половина всего объема. Мимолетная ссылка на заключительной части работы на то, что реликты гнейсового субстрата будто бы имеются среди наиболее эродированных архейских супракрустальных образований Аулайджинского блока, несостоятельна. Плаггиогнейсы, которые Г. А. Гринберг с соавторами [6] считают здесь «остатками формации серых гнейсов», тесно

\* Отклик на книгу Г. А. Гринберга, Г. С. Гусева, А. Г. Бахарева и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М., Наука, 1981.

чередуются с основными кристаллическими сланцами и другими метаморфическими породами. Они встречаются на разных стратиграфических уровнях и рассматриваются по отношению к основным сланцам как более молодые образования [15].

Построения якутских геологов относительно гнейсового субстрата были бы в какой-то мере понятны, если бы они отнесли к нему хотя бы самые древние образования ауланджинского разреза архея на Омолонском массиве. Это можно было сделать с известными оговорками, опираясь на данные Е. В. Бибиковой и др. [1]. Но ведь весь ауланджинский разрез Г. А. Гринберг с соавторами [6] включают в троговый зеленокаменный комплекс, утверждая при этом, что на Омолонском массиве нет пород гранулитовой фации! Логично таких выводов понять трудно. Ведь не так давно Г. А. Гринберг и В. С. Шкодинский [8] убедительно доказали гранулитовую фацию метаморфизма на Тайгоносском массиве, который теперь целиком включается ими в состав Кольмо-Омолонского массива. Кстати, на Канадском щите и на других древних кратонах (Южная Африка, Центральная Карелия), по образу и подобию которых авторы монографии пытаются строить свои представления о фундаменте Кольмо-Омолонского массива, гнейсовый субстрат гранулитовой фации метаморфизма развит исключительно широко, а троговые комплексы (зеленокаменные пояса) слагают лишь узкие зоны [18, 32 и др.].

Невольно напрашивается вопрос, почему же на Кольмо-Омолонском массиве Г. А. Гринберг и его соавторы так и не смогли найти и вещественно (в виде горных пород) охарактеризовать древний сиалический субстрат — вместилище троговых комплексов? Вряд ли можно допустить, что он всюду погребен под чехлом, тогда как только узкие зеленокаменные пояса оказались почему-то обнаженными на современной поверхности. Дело здесь в том, что неверно интерпретирована природа метаморфических комплексов, их структурное положение и возраст. Авторы монографии совершенно игнорировали не только мнения других исследователей на этот счет, но и предвзято обошлись с рядом фактов.

Обратимся сначала к району Алазейского плоскогорья, расположенному в самом «сердце» Кольмского массива. Представление о дорифейском возрасте распространяемых здесь глаукофансланцевых метаморфических образований обосновывается утверждением, что они якобы с резким несогласием перекрываются палеонтологически охарактеризованными отложениями рифея, венда и среднего палеозоя, слагающими чехол среднего массива. Так ли это в действительности?

Несогласные соотношения рифейско-вендского карбонатного комплекса с метаморфическими породами Г. А. Гринберг и его соавторы [6] устанавливают в районах Кыллахского и Бадярихинского выступов. Прежде чем говорить об этих соотношениях, необходимо уточнить, насколько обоснованно выделен сам рифейско-вендский карбонатный комплекс.

Рифейскую карбонатную толщу в основании чехла, лежащую на метаморфическом фундаменте Кыллахского выступа, авторы монографии выделяют, ссылаясь на данные О. Н. Иванова [16]. Иначе как недоразумением это не назовешь, так как в указанной работе говорится, что водорослевые известняки раннерифейского возраста залегают в виде линз и прослоев среди метаморфических пород, а следовательно, и не образуют самостоятельного стратиграфического и тектонического подразделения.

Существование вендской карбонатной толщи, выделенной Ф. Ф. Третьяковым на западной окраине Бадярихинского выступа [6, с. 69], также весьма сомнительно. По наблюдениям М. И. Терехова, известняки встречаются здесь лишь в виде отдельных обломков попеременно со щелбем кварцитов и глаукофановых сланцев в небольшой коллювиально-делювиальной выське. Естественно, что этих данных недостаточно для

выделения вендской карбонатной толщи мощностью 200 м и установления ее соотношений с метаморфическими породами.

Все сказанное выше свидетельствует о том, что вывод Г. А. Гринберга и его соавторов [6] о предрифейско-вендском структурном несогласии на Алазейском плоскогорье ничем не обоснован. Это становится еще более очевидным, если проанализировать данные о соотношении метаморфических пород с отложениями среднего палеозоя.

В составе среднего палеозоя в чехле массива якутские геологи еще не так давно выделяли кенкельдинскую и алазейскую свиты. Все глаукофансланцевые породы Алазейского плоскогорья сначала рассматривались ими как метасоматические новообразования по катаклазитам кенкельдинской свиты. Эта точка зрения отстаивалась Г. А. Гринбергом и Г. С. Гусевым на совещании по тектонике срединных массивов в 1974 г. в противовес представлению о региональном характере глаукофансланцевого метаморфизма [42]. Она нашла отражение в статье Г. С. Гусева и Ф. Ф. Третьякова [9]. Вскоре Г. А. Гринберг и его соавторы [28] отнесли большинство тех же самых глаукофансланцевых пород к нижнему — среднему протерозою, поместив в складчатый фундамент Кольмского массива, а часть из них оставили в палеозойском чехле, считая все глаукофансланцевые минеральные ассоциации (и в фундаменте, и в чехле) метасоматическими, сугубо локальными. Дальнейшая трансформация взглядов произошла в том направлении, что Г. А. Гринберг и др. [7] признали региональный характер глаукофансланцевого метаморфизма, но включили все метаморфиды в дорифейский складчатый фундамент массива. В монографии [6] сделал еще один шаг — в метаморфический фундамент попали породы упоминавшейся выше алазейской свиты, а также гранитоиды. Они выделены в качестве комплекса субвулканических липаритов и гранитов (средний протерозой) и тоналит-плагиогранитного комплекса (ранний протерозой). Каким же данным верить? Ведь раньше [7, с. 38] столь же уверенно утверждалось, что липариты и туфы алазейской свиты залегают стратиграфически выше кенкельдинской свиты\*, а граниты прорывают их.

В результате такого обращения с фактическими данными в состав «дорифейского метаморфического фундамента» на Алазейском плоскогорье попали разнородные и разновозрастные образования, начиная от рифея и до перми включительно, в числе которых есть и палеонтологически охарактеризованные. К таковым, в частности, относится глаукофансланцевая толща, в которой О. Н. Иванов [16] обнаружил упоминавшиеся выше водорослевые известняки. В так называемый комплекс «субвулканических липаритов среднего протерозоя» несомненно включены пермские образования и прежде всего кремнисто-кератофировая часть разреза, содержащая остатки радиолярий. «Раннепротерозойский тоналит-плагиогранитный комплекс» Г. А. Гринберга и его соавторов [6] в действительности является позднепалеозойским, так как входящие в него многочисленные интрузивы прорывают все толщи Алазейского плоскогорья до перми включительно, а валуны и галька их находятся в конгломератах триаса [21].

Итак, никаких геологических доказательств существования на Алазейском плоскогорье дорифейских метаморфических пород у якутских геологов не имеется, а следовательно, и нет никаких оснований для выделения здесь кристаллического фундамента среднего массива. Глаукофансланцевый метаморфический комплекс Алазейского плоскогорья — это член эвгеосинклинального разреза мезозойской складчатой зоны [21, 26, 42, 43]. Отнесение его к метаморфическим

\*Кенкельдинская свита теперь относится Г. А. Гринбергом и его соавторами [6] к нижнему карбону, а алазейская — ликвидирована.



структурного несогласия, об отсутствии в пределах Колымо-Омолонского массива изверженных пород известково-щелочной серии. Удивительно, что эти и некоторые другие необоснованные выводы Г. А. Гринберг и его соавторы повторяют в монографии [6], никоим образом не прореагировав на критику, уже прозвучавшую в их адрес [25, 26].

Подводя итог всему сказанному выше, мы вправе заключить, что новая попытка выделения Колымского массива, предпринятая якутскими геологами, не имеет под собой аргументированного основания. Выводы Г. А. Гринберга и его соавторов [6], так же как и многие фактические материалы книги, требуют к себе весьма критического отношения со стороны ее читателей.

Необоснованность выводов указанных авторов столь очевидна для всех, так или иначе соприкасавшихся с идеей «Колымского массива», что можно было бы и не выступать с их разбором. Однако за ними кроется принципиально важная проблема. Дело в том, что от позиции исследователей в этом вопросе зависит оценка и направление поисков полезных ископаемых в центральной части обширного региона, именуемого Северо-Востоком СССР. Колымский массив — это один комплекс месторождений и притом с ограниченным перечнем полезных ископаемых, эвгеосинклинальная система — совершенно другая металлогеническая провинция с широким набором месторождений, которые ждут своего открытия. И здесь весьма важно не увести в сторону изучение этой территории и не затормозить открытие нужных стране месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е. В., Макаров В. А. и др. Возраст древнейших пород Омолонского массива.— ДАН СССР, 1978, т. 241, № 2.
2. Васильковский Н. П. Геологическая история северо-востока Азии. М.: Наука, 1984.
3. Гельман М. Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР. Владивосток, 1973.
4. Гельман М. Л. Вопросы геологии древнейших кристаллических комплексов Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
5. Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969.
6. Гринберг Г. А., Гусев Г. С. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981.
7. Гринберг Г. А., Гусев Г. С. и др. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных.— Геотектоника, 1977, № 4.
8. Гринберг Г. А., Шкодинский В. С. Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгонского массивов.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
9. Гусев Г. С., Третьяков Ф. Ф. Верхояно-Чукотская область.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
10. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и элгогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974.
11. Дубовиков Л. К. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Тас-Хаяхтахского антиклинория.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1970. Вып. 16.
12. Жуланова И. Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос.— Геотектоника, 1974, № 1.
13. Жуланова И. Л. Метаморфические комплексы северной части полуострова Тайгонос (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.
14. Жуланова И. Л. Горизонтальная и вертикальная зональность мезозойского метаморфизма в Пылгин-Инчикской зоне смятия (полуостров Тайгонос).— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
15. Жуланова И. Л., Милов А. П. Этапы формирования «гранитного» слоя северо-восточной окраины Азиатского континента по геологическим и геохронологическим данным.— Тез. докл. к XIV Тихоок. науч. конгрессу. М., 1979.
16. Иванов О. Н. Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975.
17. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Тектоника Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1977, № 11.
18. Кратц К. О., Мигрофанов Ф. П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980.
19. Лившиц И. Л. Два этапа регионального метаморфизма пород северной части полуострова Тайгонос.— ДАН СССР, 1972, т. 205, № 6.
20. Лычагин П. П. Средненалеозойский магматизм Омолонского массива. М.: ВИНТИ, 1978, № 496. Деп.
21. Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов. Магадан, 1977.
22. Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Позднедокембрийский и палеозойский магматизм Северо-Востока СССР.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 1.
23. Мерзляков В. М. Возраст и структурное положение учатского метаморфического комплекса.— В кн.: Итоговая научная аспирантская конференция за 1962 г. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1963.
24. Мерзляков В. М. Эволюция представлений о Колымском массиве.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР, Магадан, 1977.
25. Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканах в связи с проблемой Колымского массива.— Геотектоника, 1979, № 1.
26. Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И. Еще раз о проблеме Колымского массива.— Геотектоника, 1980, № 1.
27. Мерзляков В. М., Терехов М. И. и др. Тектоника Омолонского массива.— Геотектоника, 1982, № 1.
28. Мокшанцев К. Б., Гринберг Г. А. и др. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных.— Тез. сем. Тектонического комитета СССР (ротапринт), М., 1976.
29. Мусалитин Л. А. Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных отложений северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. Вып. 16. Якутск, 1970.
30. Нагапов Л. М., Зоненшайн Л. П. и др. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.

31. Обручев С. В. Колымо-Индигирский край. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. (Тр. СОПС, сер. якутская, вып. 1).
32. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980.
33. Сакс В. Н., Моор Г. Г. Геология и петрография Алазейского плато. Л.—М.: Изд-во Главсевморпути, 1941. (Тр. ГГУ ГУСМП при СНК СССР, т. 5).
34. Сизыг В. И. Формации, тектоника и история геологического развития Олойской складчатой зоны (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973.
35. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
36. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980.
37. Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979.
38. Тильман С. М., Афицкий А. И., Чезов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.—Геотектоника, 1977, № 4.
39. Трушков Ю. Н. Геологический очерк бассейна р. Омудевки. М.—Л.: ГОНТИ, 1938.
40. Шарковский М. Б. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья.—Геотектоника, 1975, № 6.
41. Шевченко В. М. К вопросу о природе гнейсов Омолонского массива (на примере Абкитского интрузива).—Геол. и геофиз., 1967, № 7.
42. Шило Н. А., Гельман М. Л. и др. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе.—ДАН СССР, 1973, т. 213, № 6.
43. Шило Н. А., Мерзляков В. М. и др. Алазейско-Олойская эвгеосинклиналиная система—новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР.—ДАН СССР, 1973, т. 210, № 5.
44. Шило Н. А., Бабкин П. В. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР.—ДАН СССР, 1975, т. 223, № 4.
45. Шишкин В. А. К вопросу об интрузивных и метаморфических образованиях Шаманихо-Столбовского района Приколымья.—В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968.
46. Шишкин В. А. Исследование раннепалеозойского золотоносного метаморфического комплекса Шаманихо-Столбовского района Приколымья. Автореф. канд. дис. Казань, 1971.
47. Шишкин В. А. Метаморфический комплекс Приколымского подвятия. М.: Наука, 1979.

Президиум ДВНЦ АН СССР  
Владивосток  
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
26 апреля 1982 г.

УДК 553.061(048)

*И. З. Бурьянова, В. В. Раткин*

## ЦЕННЫЙ ТРУД ПО ТЕОРИИ И ПРАКТИКЕ РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ

Вышла вторым дополненным изданием монография А. Д. Щеглова «Основы металлогенического анализа»\*. Первое издание\*\* давно уже разошлось и стало библиографической редкостью. Оно было переведено на английский язык\*\*\* и с ним широко познакомились в англоязычных странах. Второе издание книги существенно дополнено новыми главами и разделами.

Затронутые в монографии проблемы имеют теснейшее отношение к геологическим исследованиям, ведущимся в восточных районах нашей страны: в книге изложен большой фактический материал по закономерностям размещения и характеристике рудных месторождений притихоокеанской зоны Советского Союза. Опережающий металлогенический прогноз определяет в настоящее время стратегию геологопоисковых работ на Востоке СССР, в зоне БАМ, северных областях Якутии и т. д. Это позволяет более пристально рассмотреть некоторые, в том числе и спорные, положения книги на хорошо известных авторам материалах по геологии и металлогении Дальнего Востока. Прежде всего отметим, что в монографии обобщен и критически проанализирован огромный материал по закономерностям размещения рудных месторождений

в структурах земной коры, показаны истоки и пути развития металлогенического анализа, металлогенической науки как совершенно самостоятельной отрасли геологических знаний, возникшей впервые в нашей стране в связи с решением практических задач рудной геологии.

Автор принадлежит к числу исследователей ленинградской, библинкой школы в металлогении. Поэтому не случайно наибольшее внимание в первой части монографии уделено рассмотрению методов металлогенического анализа и главным образом методам формационного анализа как главной основы учения о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре. Автор подчеркивает, что этот метод позволяет прежде всего наиболее объективно познать особенности геологического развития конкретных регионов. Критически рассматриваются региональные геохимические, геофизические, вещественные методы изучения пород и руд, математические методы, космическая съемка. Использование обширного литературного и собственного полевого геологического материала позволило автору не только оценить значение указанных методик, но и наметить главные пути их развития. Большие надежды А. Д. Щеглов связывает с расширением региональных геохимических исследований, применением математических методов в металлогении, отмечая, однако, при этом, что особое значение приобретает непосредственное всестороннее изучение рудных месторождений с целью их специфических особенностей как представителей различных рудных формаций.

Монография состоит из двух частей: первая часть,

\* Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.

\*\* Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 294 с.

\*\*\* Shcheglov A. D. Fundamentals of Metallogenic Analysis. M., Mir, 1979. 336 p.

включающая 12 глав, посвящена общим вопросам металлогенетического анализа, в 9 главах второй части рассмотрена металлогения главных структурных элементов земной коры (металлогения районов).

Книга начинается с краткого, но емкого изложения вопросов истории возникновения металлогении как самостоятельной науки. Показано, что это направление геологических знаний впервые сформировалось и развивалось в нашей стране, чему во многом способствовала необходимость быстрого создания надежной минерально-сырьевой базы страны. Во главе металлогенетических исследований в ранний период становления металлогении, как науки, стояла плеяда выдающихся ученых — В. А. Обручев, А. Е. Ферсман, С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, своими трудами заложившие основы современного металлогенетического анализа. В первой главе монографии дан анализ главных направлений развития металлогении на различных этапах ее становления; с достаточной полнотой излагается история создания билибинской металлогенетической школы и научный вклад таких выдающихся ученых, как Ю. А. Билибин, С. С. Смирнов, В. И. Смирнов, И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчрелидзе и др.

Монография «Основы металлогенетического анализа» является выразителем идей билибинской школы, наиболее широко признанной в Советском Союзе. Следует отметить, что с самых первых шагов билибинская металлогенетическая школа теоретически оформилась главным образом на фактических данных по закономерностям размещения месторождений Дальнего Востока. И в настоящее время этот регион дает обширный материал для научных гипотез и идей. Именно на этих материалах были впервые сформулированы идеи С. С. Смирнова о Тихоокеанском рудном поясе, Ю. А. Билибиным выявлены закономерности размещения добатовитовых месторождений и т. д.

Во второй главе рассматриваются теоретические и методические вопросы изучения рудных месторождений при металлогенетических исследованиях; обсуждаются вопросы соотношений понятий закона и закономерностей в металлогении; рассматриваются возможности определения самостоятельных законов в металлогении (например, закономерная приуроченность рудных месторождений к линейным структурам разных рангов — не закон ли это?).

В других главах первой части работы произведен анализ современного положения региональных геохимических, геофизических и космических исследований, показана их разрешающая способность для целей металлогенетического анализа, а также рассмотрены задачи, стоящие перед этими методами в перспективе, намечаются пути, которые смогут привести к решению некоторых новых проблем, связанных с познанием региональных закономерностей размещения рудных месторождений.

Следует согласиться с А. Д. Щегловым, отмечая, что при металлогенетических исследованиях и составлении металлогенетических карт геохимические данные привлекались еще недостаточно широко, что региональные геохимические исследования не всегда являются неотъемлемой частью металлогенетических работ и предшествуют металлогенетическим обобщениям. Региональные геохимические исследования должны способствовать выявлению новых геохимических провинций и районов, прогнозу новых типов оруденения, неизвестных ранее. Несмотря на то, что геохимические исследования сегодня еще далеко не всегда опережают открытие месторождений, региональная геохимия — метод будущих открытий. В связи с этим в работе правильно ставится вопрос о том, что необходимо приступить к разработке геохимических методов исследования земной поверхности при космических исследованиях.

Во втором издании книги заметное место занимает новая глава, посвященная применению информации,

получаемой из космоса, для решения металлогенетических задач. Однако А. Д. Щеглов совершенно справедливо отмечает, что говорить в настоящее время о непосредственном открытии с помощью космофотоснимков «...рудных месторождений, даже районов или провинций, пока преждевременно» (с. 156). Тем не менее, перспективы изучения космической информации велики, накопление этих материалов и опыта со временем могут привести к «самым неожиданным открытиям». В работе показано, что использование космической информации для региональной металлогении и рудной геологии в настоящее время находится в начальной стадии. Подчеркивается, что при дешифрировании космофотоснимков выявлено две особенности — генерализация элементов (структур) и просвечивание глубинных структур, перекрытых различными комплексами пород. Эффект генерализации и просвечивания структур предполагается использовать для целей установления новых закономерностей размещения оруденения. К сожалению, просвечивание перекрытых структур возможно пока только для платформенных областей, а в складчатых областях, по-видимому, надежды на их обнаружение невелики.

Космофотоснимки несут различную информацию, но особенно четко на них проявлены главные черты земной поверхности — линейные и кольцевые структуры. Генезис не всех кольцевых структур сейчас может быть установлен, их металлогенетическая роль еще также до конца не ясна, так как далеко не каждая кольцевая структура рудоносна.

Наступило время подвести итог первому описательному этапу изучения кольцевых структур и перейти к выявлению их генетических особенностей, признаков, контролирующих оруденение, и изучению кольцевых структур на местности. В будущем, когда из космоса можно будет получать информацию по геохимической специализации поверхности Земли, выявление рудоносных структур будет значительно облегчено.

Рассматривая методические вопросы изучения рудных месторождений при региональных металлогенетических исследованиях, А. Д. Щеглов подчеркивает, что главным методом металлогенетического анализа является структурно-формационный метод, основанный на сочетании тектонического и формационного анализов конкретных регионов. Этот метод позволяет наиболее достоверно выявить непосредственные связи между рудными формациями, магматизмом, осадконакоплением, структурами. В работе показано, что важнейшим признаком при выделении рудных формаций является их вещественный состав с обязательным учетом геологических условий образования месторождений и принадлежности их к единому генетическому типу. А. Д. Щеглов отмечает, что магматический комплекс может сопровождаться несколькими рудными формациями, что необходимо всегда иметь в виду при геологических работах. На основании формационного анализа можно прогнозировать вероятные типы оруденения в пределах рудных районов и вероятные их масштабы. Большое значение придается изучению рядов формаций, определяющих металлогенетический тип рудных районов, которое может привести к выявлению еще не открытых месторождений.

А. Д. Щеглов отмечает, что при региональных металлогенетических исследованиях особое значение приобретает всестороннее изучение рудных месторождений различных формаций, включающее специальное сравнительное изучение стадий минерализации, пространственного размещения минеральных образований разных стадий, околорудных изменений, структур рудных полей. Он подчеркивает, что такой подход позволяет выявить специфические черты рудных месторождений разных формаций. А. Д. Щеглов считает, что в стадиях минерализации заложена огромная генетическая информация и что их изучение позволяет



выявить общую направленность в развитии рудного процесса в месторождении, а также характерные признаки месторождений, на основании которых они могут быть отнесены к определенной рудной формации. Все это способствует выявлению общих закономерностей размещения месторождений, определению глубин их образования и откроет новые возможности для более объективного познания взаимосвязей геологических явлений. Рассматривая вопросы изучения рудных месторождений, А. Д. Щеглов широко использует представления сибирской металлогенической школы, возглавляемой В. А. Кузнецовым.

Вторая часть книги А. Д. Щеглова посвящена металлогенической характеристике наиболее крупных тектонических элементов земной коры. К ним А. Д. Щеглов относит геосинклинально-складчатые области, платформы, активизированные области, срединные массивы, океанические впадины. Эти главные структурные элементы земной коры выделяются на поверхности Земли наиболее контрастно и, по-видимому, их выделение не вызывает возражения у большинства исследователей. Ниже мы остановимся на некоторых спорных вопросах металлогенического и тектонического развития двух типов структур областей тектоно-магматической активизации и геосинклинально-складчатых областей. Известно, что в последние полтора десятилетия широкое признание получили представления о металлогении областей тектоно-магматической активизации или негеосинклинальных подвижных структур земной коры, формирующихся в условиях, отличных от геосинклинальных или платформенных. Подобные структуры выявлены в последние годы как в нашей стране, так и за рубежом (Бразилия, Австралия, США).

Области автономной тектоно-магматической активизации, как это отмечает А. Д. Щеглов, близки к выделяемым В. Е. Хаинным внутриматериковым эпиплатформенным орогенным поясам. Они в ранние периоды своей геологической истории прошли путь от ранней геосинклинальной стадии до превращения в область завершённой складчатости или платформу. После полной консолидации и периода тектонического покоя эти регионы подверглись воздействию качественно новых тектонических процессов, не связанных с формированием на соседних площадях геосинклинально-складчатых областей. Вопрос об областях тектоно-магматической активизации очень важен, в особенности представления об автономном характере тектонических процессов в этих структурах. Вопрос этот дискуссионный, в настоящее время, по-видимому, он не может быть решен однозначно. По нашему мнению, области тектоно-магматической активизации не следует ограничивать только указанными выше их признаками. Области тектоно-магматической активизации — это глобальные структуры или, может быть, даже суперструктуры, активно влиявшие на ход развития платформ и геосинклиналей.

Еще Н. С. Шатский [5] указывал на существование тектонических структур огромных размеров, являющихся общими и для платформ, и для геосинклиналей, которые непрерывно прослеживаются из центральных частей платформы в краевые прогибы и далее — во внутренние части прилегающих геосинклинальных областей. Эти структуры, захватывающие столь различные в тектоническом отношении участки земной коры, указывают на большую глубину создавших их движений; их можно рассматривать как структуры тектоно-магматической активизации. Кроме того, по нашему мнению, процессы тектоно-магматической активизации следует анализировать в целом для крупных регионов, а не их отдельные тектонические элементы.

В. И. Смирнов [4] также отмечает, что на поздних стадиях развития геосинклиналей возникают независимые разноориентированные рудоконтролирующие разломы, пересекающие эвгеосинклинальную и мио-

геосинклинальную зоны и проникающие в жесткие структуры примыкающих платформ. Поэтому, в отличие от мнения А. Д. Щеглова, более правильно считать, что процессы тектоно-магматической активизации, захватывая различные тектонические структуры, приводили к разным их преобразованиям с возникновением неодинаковых групп месторождений. По этим различиям процессов активизации возможно выделение их разных типов в пределах одной общей области тектоно-магматической активизации. В этом случае отпадает необходимость выделения областей автономной и отраженной активизации и их противоположения, как это сделано А. Д. Щегловым. Этот вопрос для притихоокеанских регионов имеет особое значение потому, что, как это в последнее время отчетливо показал М. И. Ицикзон [1], с процессами тектоно-магматической активизации связаны крупнейшие рудные районы, находящиеся в обрамлении Тихоокеанского сегмента Земли — как в геосинклинально-складчатых областях различного возраста, так и в окраинах Южно-Китайской и Северо-Китайской платформ, на Алданском щите, северо-западе Бразильского щита и других регионах. При этом, указывает М. И. Ицикзон, в активизированных окраинах платформ формационный тип месторождений и интенсивность металлогении оказываются нередко близкими таковым в типичных подвижных областях.

Рассматривая металлогению геосинклинально-складчатых областей, А. Д. Щеглов отмечает, что «представления о металлогении геосинклинально-складчатых областей во многом прошли «жесткую» проверку временем... и отражают многие объективно существующие закономерности размещения месторождений в земной коре, которые требуют в настоящее время не столько их повторного выявления, сколько нового объяснения с современных научных позиций» (с. 254).

Как известно, в настоящее время распространено мнение, что геосинклинально-складчатые области развивались в три стадии: 1 — раннюю — собственно геосинклинальную, связанную с прогибами; 2 — среднюю стадию, охватывающую период главных фаз складчатости, общих восходящих движений и формирования крупных интрузий, и 3 — позднюю стадию, в течение которой происходило преобразование геосинклинальной области в область завершённой складчатости и консолидация складчатых структур.

Каждая стадия развития геосинклинально-складчатой области характеризуется своими геологическими формациями и группами месторождений, в связи с чем среди этих областей В. И. Смирнов [2] выделил четыре наиболее контрастных типа. При сравнении этих типов геосинклиналей видно, что третья стадия выделяется только в геосинклинально-складчатых областях дальневосточного типа, т. е. является как бы аномальным явлением; в остальных областях эта стадия не проявлялась.

К сожалению, отмечая дискуссионность вопроса о типах подвижных областей и стадий их развития, А. Д. Щеглов отсылает читателя к опубликованным работам других исследователей и не высказывает своего отношения к этому вопросу.

Заметим, что в табл. 2 (с. 54—55), несмотря на то, что разделение на стадии не произведено, большая часть ведущих элементов геосинклинально-складчатых областей дальневосточного типа и областей автономной активизации совпадает. Рассматривая эту таблицу с позиций трехстадийного развития геосинклиналей, остается неясным условное отнесение Приморской оловорудной провинции к дальневосточной геосинклинально-складчатой области. Тем более, что на с. 91 в схеме классификации рудных поясов оловорудные месторождения Приморья (названные Восточно-Сихотэ-Алинским поясом) отнесены к рудным поясам стадии консолидации складчатых сооружений.

В Приморье позднемиоценовая тектоно-магматическая

активизация проявлена не только в Сихотэ-Алинской металлогенической области (область мезозойской складчатости), но также в Ханкайской металлогенической зоне (область палеозойской складчатости).

По нашему мнению, постмагматические оловорудные месторождения позднемелового-палеогенового возраста Сихотэ-Алинской металлогенической зоны хотя и приурочены в основном к контурам одновозрастного геосинклинального прогиба, часто выходя за его пределы и связаны, по-видимому, не с геосинклинальным периодом развития региона и даже не с его постороженным этапом, а с процессами тектоно-магматической активизации, проявившимися в позднем мелу — палеогене на территории всего региона. Это обстоятельство расширяет перспективы нахождения оловорудных месторождений в районах, примыкающих с запада к Главной металлогенической зоне Сихотэ-Алини. Анализ размещения рудных месторождений в складчатых структурах этого региона показывает, что существенную роль в образовании рудных концентраций играли негеосинклинальные процессы, сопровождавшиеся преобразованием подкорковых масс.

Рассматривая в особой главе вопросы классификации металлогенических поясов и прикладное значение их выделения, А. Д. Щеглов подразделил рудные пояса на две крупные группы: геосинклинальные рудные пояса, связанные с развитием данной геосинклинали и располагающиеся в ее пределах, и наложенные рудные пояса; последние связаны с процессами тектоно-магматической активизации. Соглашаясь в целом с такой классификацией, следует отметить, что в книге Восточно-Сихотэ-Алинский оловосносный пояс отнесен к разряду геосинклинальных, с чем в настоящее время нельзя согласиться. Выше отмечалось, что эта рудосносная структура по современным данным возникла в связи с проявлением процессов тектоно-магматической активизации, которая, очевидно, в Приморье не имела значительного временного разрыва от периода замыкания мезозойской геосинклинали — процессов складчатости и магматизма, как это обычно проявлено в других регионах Дальнего Востока.

Далеко не всегда правильно трактуются условия формирования конкретных групп месторождений. В первую очередь это относится к стратиформным месторождениям свинца и цинка в карбонатных толщах. В их образовании А. Д. Щеглов не учитывает роль седиментационных процессов. Безусловно, факт приуроченности этих месторождений к периферии активизированных срединных массивов имеет место, однако это не означает того, что формирование полиметаллических стратиформных месторождений всегда связано непосредственно с процессами тектоно-магматической активизации. Возможно допустить, что процессы формирования полиметаллических месторождений стратиформного типа могут быть в некоторых регионах своеобразным отражением процессов активизации, однако скорее всего специфика проявления этого типа оруденения обусловлена приуроченностью месторождений к границам относительно устойчивых крупных блоков земной коры с подвижными областями, где в благоприятных палеогидрохимических и палеогеографических условиях формируются полиметаллические

руды в тесной связи с рифогенными известняками. Наличие твердых битумов в этих рудах, часто приуроченных к периферии крупных биотерм, дополнительно указывает на значительную роль седиментогенных факторов при формировании стратиформных месторождений свинца и цинка.

Таковы некоторые замечания к рецензируемой работе А. Д. Щеглова, которая представляет собой многоплановый труд, затрагивающий широкий круг проблем рудной геологии.

Следует особо подчеркнуть разделы работы о новых типах месторождений в рудных районах, которые имеют большое познавательное значение для геологов Дальнего Востока, нацеливания их на выявление принципиально новых рудных объектов. В этом плане книга А. Д. Щеглова занимает особое место в ряду металлогенических работ.

Подводя итог сказанному, еще раз подчеркнем, что монография А. Д. Щеглова «Основы металлогенического анализа» представляет собой крупное научное исследование, являющееся весомым вкладом в теоретическую и прикладную металлогию, надежной основой для дальнейших металлогенических обобщений. В книге широко использованы новые материалы самого автора, а также проанализированы и хорошо систематизированы многочисленные данные других исследователей, произведен обстоятельный разбор основных положений металлогенической науки. В едином ключе дан развернутый анализ основных положений советской металлогенической науки, всесторонне охарактеризованы особенности размещения месторождений в различных тектонических элементах земной коры.

Ценность рецензируемой книги не только в том, что она систематизирует накопленный материал по региональной металлогении, но и в том, что она показывает пути, по которым должна развиваться эта наука. Прежде всего это относится к конкретным рекомендациям по всестороннему (комплексному) изучению месторождений со структурно-формационных позиций и выявлению общих закономерностей их размещения с использованием современных (в том числе и космических) методов исследования.

Каждая глава, находясь во взаимосвязи со всей книгой, представляет собой законченное произведение, в котором рельефно, четко, по строгому плану, на убедительных примерах охарактеризован рассматриваемый вопрос.

Книга А. Д. Щеглова представляет работу энциклопедического плана, в ней можно получить полное представление о проблемах металлогенического анализа.

Книга представляет интерес не только для широкого круга геологов, занимающихся общей и региональной металлогенией, геологической съемкой и поисками полезных ископаемых, она должна явиться учебным пособием для студентов геологических специальностей. Это именно тот учебник, который отвечает современным требованиям, в котором студенты геологических вузов смогут получить наиболее полный материал по курсу металлогенического анализа. Эту книгу следует рекомендовать Министерству высшего образования в качестве учебного пособия.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.
2. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
3. Смирнов В. И. Общие проблемы доорогенной метал-

логения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12.

4. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 194. № 5.

### УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

В целях совершенствования изучения покупательского спроса и ускорения выпуска литературы издательство «Наука» переходит на новую систему информации для сбора заказов на книги, готовящиеся к выпуску.

В книготорговую сеть будут направляться ежеквартальные бюллетени, которые заменят три годовых аннотированных тематических плана издательства «Наука» (кн. 1, кн. 2 и план выпуска научно-популярной литературы).

В каждом номере бюллетеня будут содержаться аннотации на академические издания общественно-политической и естественно-научной тематики, а также на научно-популярную литературу.

Таким образом, четыре бюллетеня представят указанную литературу издательства «Наука», намеченную к выпуску в 1983 году.

На книги главных редакций физико-математической и восточной литературы издательства «Наука» сбор заказов будет проводиться в прежнем порядке, т. е. по самостоятельным годовым планам.

Тиражи квартальных бюллетеней на 1983 год поступают в книготорговую сеть в следующие сроки:

- на издания I квартала — в августе 1982 года,
- II квартала — в ноябре 1982 года,
- III квартала — в феврале 1983 года,
- IV квартала — в мае 1983 года.

Сбор заказов по каждому бюллетеню будет проводиться в течение 45 дней со дня его поступления в книжный магазин. Заказ Вы можете оформить на почтовых открытках, указав название нужного Вам издания, издательство, год, квартал и позицию, под которой значится книга.

Организации и предприятия оформляют свои заказы гарантийными письмами.

Заказы на книги издательства «Наука» принимаются всеми магазинами «Академкнига», магазинами — опорными пунктами этого издательства, а также книжными магазинами, распространяющими общественно-политическую и естественно-научную литературу.

**«АКАДЕМКНИГА»**