

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОДОГИЯ

1

1986

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

**Главный редактор Н. А. ШИЛО**

*Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного  
редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), Ч. Б. Борунаев,  
Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Крас-  
нов, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев,  
С. М. Тильман, И. К. Тузов, В. Н. Шарапов*

---

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

**Зав. редакцией Е. Н. Казаренова  
Мл. редактор Н. В. Болдовская**

**Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Технический редактор Г. Я. Герасимчук  
Корректоры Л. Л. Михайлова, С. М. Погудина**

**Сдано в набор 14.10.85. Подписано к печати 30.01.86.  
МН-01412. Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Высокая печать. Усл.-  
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Ти-  
раж 720 экз. Заказ № 954.**

**Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
«Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск,  
99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-  
сибирск, 77, Станиславского, 25.**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 1, 1986

## СОДЕРЖАНИЕ

В. Ю. Косыгин, М. Л. Красный, Л. А. Маслов. Напряжения в литосфере Курило-Камчатской переходной зоны . . . . .	3	83
В. П. Симаненко. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина . . . . .	7	87
Б. Г. Лутц. Петрохимия и геохимия офиолитового комплекса Папуа Новой Гвинеи . . . . .	14	93
Э. Л. Школьник, Г. Н. Батурина. О строении и происхождении фосфоритов подводных гор Мид-Пасифик, Тихий океан . . . . .	22	100
Е. И. Арчиков, Л. Е. Степанова. Закономерности захвата и разноса обломочного материала льдами в Охотском море . . . . .	27	103
В. С. Приходько, Н. В. Бердиников, Ю. А. Михалев. Геохимические особенности глубинного базальтоидного магматизма Сихотэ-Алинской складчатой области . . . . .	32	109
И. В. Панченко. Разновозрастные метаморфические зональности в нижнедокембрийских комплексах бассейна р. Нюкжи (Становая область) . . . . .	41	119
Ю. А. Мартынов. Типоморфные геохимические особенности кислых вулканитов контрастных формаций на примере Нижнего Приамурья . . . . .	52	123
В. М. Кузнецов. Строение и история развития Балыгычанского поднятия . . . . .	62	125
А. И. Калинин, В. М. Ольшевский, Н. А. Костырко, М. В. Болдырев. Инъекционные брекции на близповерхностных месторождениях Северо-Востока СССР и их значение при локальном прогнозе . . . . .	71	

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Л. И. Брянский, В. А. Бормотов. Гравитационная модель глубинного строения Комсомольского рудного района . . . . .	119
И. К. Туезов, В. Ш. Жигалов, В. Н. Гагаев, П. Ю. Горнов, С. Н. Капев, Ф. Г. Корчагин, В. Е. Бесхлебная. Геотермические исследования Комсомольского рудного района . . . . .	123
Л. Е. Штеренберг, В. А. Александрова, И. Ф. Габлина, Е. П. Леликов, А. В. Сивцов, М. И. Степанец. Состав и строение марганцевых корок Японского моря . . . . .	125

USSR ACADEMY OF SCIENCE  
FAR EAST SCIENCE CENTRE  
**PACIFIC GEOLOGY**

JANUARY — FEBRUARY

NOVOSIBIRSK

N 1, 1986

CONTENTS

<b>V. Yu. Kosygin, M. L. Krasny, L. A. Maslov.</b> Lithospheric stress of Kurilo-Kamchatka transition zone . . . . .	3	83
<b>V. P. Simamenko.</b> Late Mesozoic volcanic arcs of the East Sikhote-Alin and Sakhalin . . . . .	7	87
<b>B. G. Lutts.</b> Petrochemistry and geochemistry of ophiolite complex in Papua New Guinea . . . . .	14	
<b>E. L. Shkolnik, G. N. Baturin.</b> On structure and origin of Mid-Pacific phosphorite seamounts . . . . .	22	93
<b>E. I. Archikov, L. E. Stepanova.</b> Regularities in capture and delivery of fragmental material by the Sea of Okhotsk ices . . . . .	27	
<b>V. S. Prikhod'ko, N. V. Berdnikov, Yu. A. Mikhailev.</b> Geochemical peculiarities of the deep-seated basaltoid magmatism of Sikhote-Alin folded area . . . . .	32	100
<b>I. V. Panchenko.</b> The metamorphic zoning of different age in Low Precambrian complexes of Nyukzha River (Stanovoy region) . . . . .	41	103
<b>Yu. A. Martynov.</b> Typomorphic geochemical features in acid volcanites of contrast assemblages, Nizhnee Priamur'e . . . . .	52	109
<b>V. M. Kuznetsov.</b> The structure and evolution of Balygchansk Rise . . . . .	62	
<b>A. I. Kalinin, V. M. Olshevsky, N. A. Kostyrko, M. V. Boldyrev.</b> Injectible breccia on near surface deposits of the USSR North — East and their significance for local prospecting . . . . .	71	119
<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>		
<b>L. I. Bryansky, V. A. Bormotov.</b> A gravitational model of the deepseated structure of the Komsomolsk ore region . . . . .	41	
<b>I. K. Tuezov, V. P. Zhigalov, V. N. Gagayev, P. Yu. Gornov, S. N. Kanev, F. G. Korchagin, V. E. Beskhlebnaya.</b> Geothermal study of the Komsomolsk ore region . . . . .	52	123
<b>L. E. Shterenberg, V. A. Alexandrova, I. F. Gablina, E. P. Lelikov, A. V. Sivtsov, M. I. Stepanets.</b> Composition and structure of the Sea of Japan manganic crusts . . . . .	62	125

© Издательство «Наука»,  
«Тихоокеанская геология», 1986 г.

NAUKA  
SIBERIAN BRANCH  
Novosibirsk

*В. Ю. Косыгин, М. Л. Красный, Л. А. Маслов*

## НАПРЯЖЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Рассмотрены вопросы расчета по внешнему гравитационному полю напряжений в литосфере Курило-Камчатской системы окраинное море — дуга — желоб — океан. Показано, что такие отрицательные морфоструктуры, как Курило-Камчатский глубоководный желоб и Курильская котловина Охотского моря, в настоящее время испытывают опускание при поперечном

растяжении. В противоположность этому Курильская островная система испытывает подъем при поперечном сжатии. Центральные части Курильской дуги и желоба находятся в условиях продольного сжатия, тогда как на флангах дуги и желоба отмечается растяжение.

Исследование распределения напряжений, существующих в земной коре и верхней мантии систем окраинное море — островная дуга — желоб — океан, — один из актуальных вопросов геодинамики. Основные данные по этому вопросу получены путем анализа механизма очагов сильных землетрясений [1, 3, 7]. Несмотря на некоторые различия в методических приемах обработки и интерпретации сейсмологического материала, была выявлена общая закономерность преобладания в Курило-Камчатском регионе напряжений сжатия, ориентированных вкрест простирации основных структур.

В [1] проведено районирование региона на области распространения преимущественного сжатия (взбрососдвиговые дислокации) и преимущественного растяжения (сбрососдвиговые дислокации). Первая область (напряжений поперечного сжатия) охватывает в плане Курило-Камчатскую островную дугу и северо-восточную часть Хоккайдо, вторая — охватывает в плане желоба, а по глубине — весь сейсмоактивный слой рассматриваемого района, незначительный по мощности (до 60 км). Таким образом, анализ сейсмодислокаций указывает на поперечное сжатие в островной дуге и растяжение в желобе при общем преобладании для всей окраинной системы окраинное море — дуга — желоб — океан поперечных напряжений сжатия.

Следует заметить, что по вопросу о том, какие напряжения (поперечного сжатия или напряжения) преобладают в желобе, существуют разноречивые мнения. Так, наличие уступов дна с образованием структур типа грабенов вдоль бортов желоба, а также спокойное

залегание слабодислоцированных рыхлых осадков в осевой части последнего указывают на происхождение желоба как структуры растяжения. Гипотеза тектоники плит предполагает сжатие в желобах, так как согласно этой гипотезе необходим постоянный поддвиг под континент в районе желобов плит океанической литосферы. Однако была предложена В. М. Эльзассером и подробно рассмотрена в [7] и модель поддвига океанической литосферы при одновременном растяжении в желобе.

В [7] приведены экспериментальные исследования для существующих моделей поддвига литосферных плит в Курило-Камчатской зоне, в результате которых были получены весьма различные, но вместе с тем имеющие некоторую общность, данные для разных моделей. Общие черты для всех моделей заключаются в образовании: 1) зоны растяжения на своде изгиба плиты, 2) вертикальной зоны сжатия в области желоба, 3) приповерхностной зоны растяжения в литосферной плите в районе окраинного океанического вала.

Образование зоны растяжения в районе желоба (на своде изгиба плиты) в условиях глобального сжатия на границе континентального и океанического блоков тектоносферы подтверждается приведенными выше данными сейсмологии. Как предполагается [7], эта область растяжения сконцентрирована в объеме, сравнимом по мощности с длиной поперечника зоны изгиба. Именно в этой области (до 60 км на глубину) проявляются под желобом очаги землетрясений, характеризующиеся сбрососдвиговыми дислокациями.

Относительно преобладания поперечного сжатия в островной дуге мнения исследовате-

лей более или менее едины. Однако Е. В. Артюшков [2] все же предполагает возможность возникновения растягивающих напряжений вследствие стремления гор и корней под ними к «растеканию» в стороны. Этот вывод взаимосвязан с возможностью прилегающей к дугам литосферы раздвигаться под действием «растекания» дуг. Так, в случае расположения дуги под углом к оси подвига может создаться значительный упор на стыке океанической и континентальной плит, который будет препятствовать «растеканию» дуги, что и обусловит поперечное сжатие в последней. Такая же ситуация может возникать и при малой высоте дуг (Малая Курильская гряда, Центральное звено Большой гряды), когда сила «растекания» может быть намного меньше усилий глобального сжатия на стыке континентального и океанического блоков тектоносферы.

Наряду с сейсмологическими и реологическими исследованиями на моделях, освещенными выше, информация о механическом состоянии среды может быть получена из анализа внешнего гравитационного поля [5].

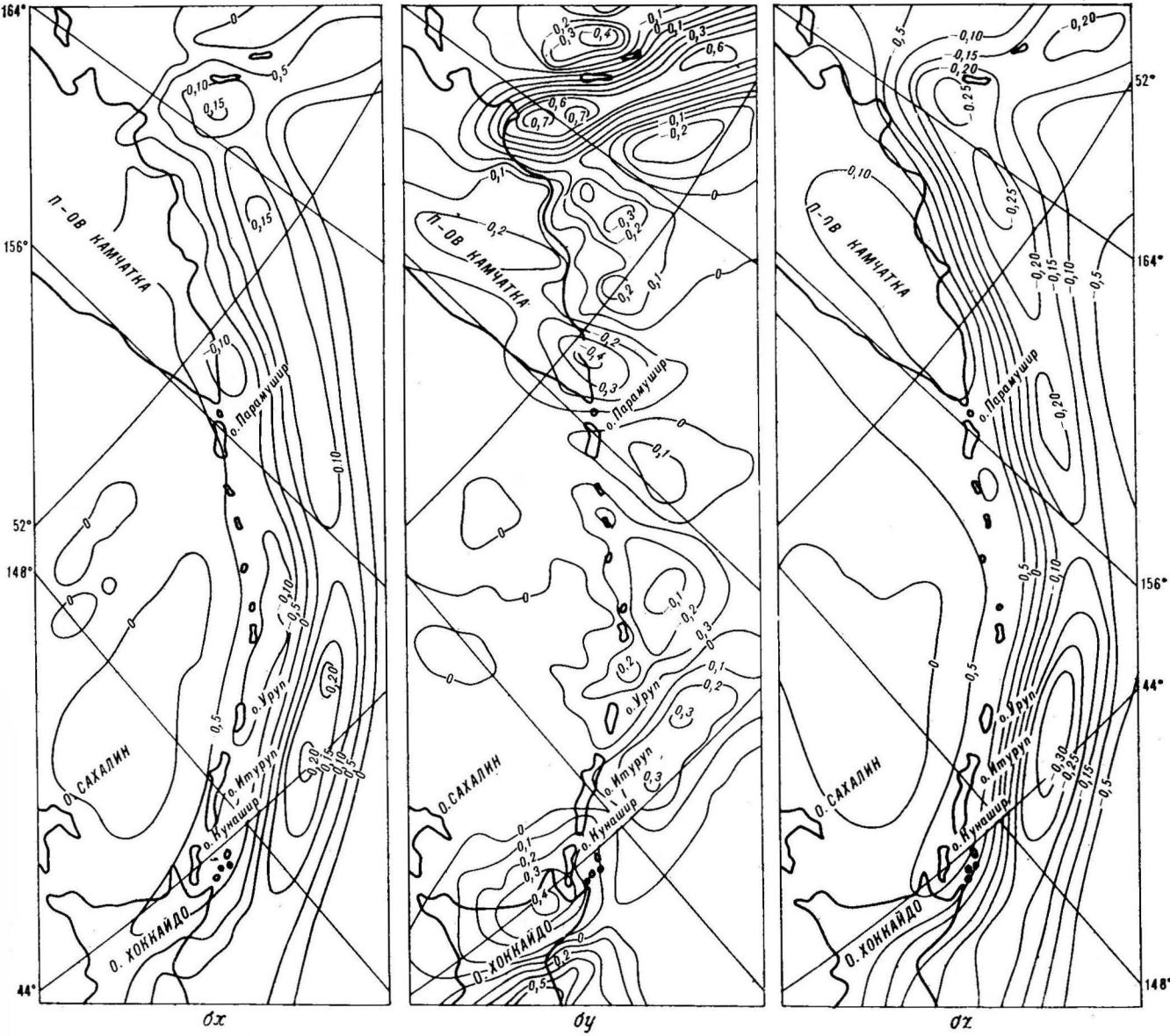
Предполагается, что деформация среды вызывается распределенными в ней плотностными неоднородностями, на которые действуют архимедовы силы. Задача заключается в совместном решении двух уравнений: механического равновесия и гравитационного поля, содержащего в качестве объемных сил вес аномальных плотностных тел [5]. В результате решения этой системы уравнений определяются три компонента вектора перемещений среды, из которых дифференцированием и умножением на предполагаемый модуль сдвига получены компоненты тензора напряжений и деформаций.

Напряжения  $\sigma_z$  действуют по нормали, а  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  по латерали к поверхности Земли. Напряжения  $\sigma_x$  направлены в субширотном (вкрест простирации системы), а  $\sigma_y$  в субмеридиональном (вдоль простирации системы) направлении. Согласно теории упругости положительный знак напряжений и деформаций означает растяжение, а отрицательный — сжатие в соответствующем направлении. Из условия несжимаемости среды следует, что три компоненты тензора деформаций связаны между собой соотношением  $\varepsilon_z = -(\varepsilon_x + \varepsilon_y)$ . Отсюда видно, что области вертикального сжатия ( $\varepsilon_z < 0$ ) являются одновременно областями горизонтального растяжения ( $\varepsilon_x + \varepsilon_y > 0$ ), и наоборот, области вертикального растяжения ( $\varepsilon_z > 0$ ) испытывают горизонтальное сжатие.

В качестве исходных данных для расчета напряжений Курило-Камчатской островной системы использованы аномалии гравитационного поля в редукции свободного воздуха, синтезирующие в себе гравитационные эффекты

от всех плотностных аномалий тектоносферы [4].

Анализ механических напряжений для Курило-Камчатской системы дуги — желоб — океан показал, что такие отрицательные морфоструктуры, как Курило-Камчатский глубоководный желоб и Курильская котловина Охотского моря, в настоящее время испытывают опускания при поперечном растяжении и вертикальном сжатии. В противоположность этому Курильская островная система в целом испытывает подъем, происходящий в условиях поперечного сжатия и вертикального растяжения (см. рисунок). Анализ распределения компоненты напряжения  $\sigma_y$ , действующей вдоль простирации системы дуги — желоб, указывает на четкое разбиение как желоба, так и островной дуги на ряд районов, находящихся в настоящее время в условиях продольного растяжения и сжатия. Центральная часть Курило-Камчатской островной системы и глубоководного желоба находится в условиях продольного сжатия. С ней граничат районы преимущественного растяжения, сменяющиеся на флангах дуги и желоба объемами сжатия. Действительно, район Центрального звена Курильской дуги по сравнению с фланговыми ее частями является аномально выраженным объектом [6]. Здесь отмечается понижение сейсмической активности, относительное уменьшение теплового потока, региональное снижение рельефа и т. д. Вследствие того, что под Центральными Курилами наблюдается пониженный тепловой поток, сюда, по-видимому, поступил значительно меньший объем аномальной мантии [2], что привело к меньшему по сравнению с фланговыми частями дуги изостатическому подъему этой территории. Интенсивность гравитационного поля в районе центрального звена Курильской дуги снижена (по-видимому, вследствие более удаленного расположения аномальной мантии), что, в свою очередь, привело к уменьшению поперечных напряжений сжатия. Но поскольку Курильская островная дуга есть единая тектоническая структура [6], а рост ее фланговых частей за счет неравномерного подхода аномальной мантии оказался намного большим, чем для Центрального звена дуги, то логично предположить, что за счет такой неравномерности и при условии продольной жесткости дуги как единого целого в области Центральных Курил создались продольные напряжения сжатия, возникшие за счет продольного растяжения в быстро растущих фланговых частях дуги. Продольное сжатие в области Центральных Курил и растяжение во флангах при общем поперечном сжатии должны, по-видимому, привести к общему выравниванию различий в морфологии всей дуги в целом.



Карты трех компонент напряжений в литосфере Курило-Камчатской системы (изолинии напряжений даны в условной оцифровке).

В центральной части Курило-Камчатского глубоководного желоба отмечаются меньшие глубины, чем в его фланговых частях. Последнее, по-видимому, связано с наличием в Центральном звене желоба продольных сжимающих напряжений в латосфере, стремящихся удержать это звено (блок) в более приподнятом относительно фланговых его частей положении в условиях общего погружения желоба при поперечном растяжении.

Построенная карта напряжений (см. рисунок) при всей своей сложности хорошо соглашается с имеющимися для рассматриваемого региона другими геолого-геофизическими данными.

Комплексный анализ геолого-геофизической информации позволил К. Ф. Сергееву высказать предположение о крупных прогибаниях океанического дна Курильской котловины и Курило-Камчатского желоба, произошедших в конце плиоцена и в четвертичный период [6]. Характерно, что одновременно с прогибанием желоба и котловины (в указанный временной период) Большая Курильская гряда была выведена выше уровня моря и морфологически оформилась в виде ныне существующего поднятия.

Полученные результаты примечательны тем, что при расчетах напряжений использовались только сведения о распределении гравитацион-

ного поля [4]. Иными словами, восстановлена статическая картина напряжений, которые должны существовать при некотором распределении плотностных неоднородностей, создающих данное гравитационное поле. Поэтому не случайно совпадение ряда полученных данных с некоторыми наиболее общими чертами

распределения напряжений, полученных для большого числа моделей при реологических экспериментах [7] и из анализа сейсмодислокаций [1, 3], так как общие для различных моделей черты распределения напряжений наиболее свободны от гипотетических предположений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В. Н. Глубинная сейсмотектоника района островных дуг на северо-западе Тихого океана.— Новосибирск: Наука, 1975.
2. Аргюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
3. Балакина Л. М., Введенская А. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений.— М.: Наука, 1972.
4. Косыгин В. Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона.— М.: Наука, 1981.
5. Маслов Л. А. К методике расчета напряженно-деформированного состояния коры и литосфера Земли по данным о ее внешнем гравитационном поле.— Тихоокеан. геология, 1984, № 4.
6. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
7. Шарапов В. Н., Симбирцева И. Г., Бондаренко П. М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона.— Новосибирск: Наука, 1984.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, Новоалександровск  
ИТиГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск

Поступила в редакцию  
1 апреля 1985 г.

УДК 550.4+552.3(571.6)

*В. П. Симаненко*

## ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И САХАЛИНА

Выделена Самаргинская палеостровная дуга позднемелового возраста, представлявшая собой эшелонированную систему, которая состояла из вулканических поднятий и разделяющих их прогибов. В пределах поднятий развиты нижний вулканогенно-флишевый и верхний вулканогенно-молассовый комплексы, причем в нижнем комплексе вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы, гиалокластиты, туффиты и др.) преобладают над терригенными. В прогибах, разделяющих вулканические поднятия, мощность отложений увеличивается и преобладают терригенные

осадки при подчиненной роли вулканогенно-осадочных пород.

По составу раннемеловые вулканиты образуют ряд от толеитовых и известково-щелочных базальтов до трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, характеризуются повышенной глиноzemистостью и щелочностью, высокой калиевостью и низкой титанистостью, пониженными содержаниями никеля и хрома. Эти петро-геохимические особенности сближают их с базальтоидами андезитовой формации Курило-Камчатской островной системы.

Достижения в области изучения современных островных дуг позволили во многом пересмотреть вопросы, связанные с развитием геосинклинальных областей, и дали возможность по совокупности геолого-геофизических, структурно-формационных, петрологических, геохимических и других признаков выделять в пределах этих областей комплексы древних островных дуг. В последние десятилетия палеострововодужные системы были выделены в геосинклинальных областях Австралии, Средиземноморья, Кавказа, Карпат, Алтая, Юго-Восточной и Северо-Восточной Азии и т. д. В пределах Сихотэ-Алиня и на Сахалине также выделяется несколько разновозрастных палеострововодужных поясов, омолаживающихся в направлении с запада на восток. Палеозойские образования, сходные с формациями островных дуг, описаны В. Г. Мельниковым и Л. А. Изосовым в восточном обрамлении Ханкайского массива и выделены Ф. Г. Федчиным в качестве Западно-Сихотэ-Алинской островной дуги [4]. Раннемеловые острововодужные комплексы обнаружены в фундаменте окраинно-континентального вулканического пояса [1, 10, 16–18, 24]. Восточнее, вдоль западного побережья Сахалина, прослеживается миоценовая Насау-Западно-Сахалинская вулканическая дуга.

При выделении структур типа островных дуг среди древних вулканогенно-осадочных комплексов, развитых на континентах, важное значение имеют формационный состав и стадийность формирования древних геосинклиналей [3, 23]. В настоящей работе рассматрива-

ется главным образом состав, структура и история развития нижнемеловой вулканической дуги, являющейся одним из основных структурных элементов Сихотэ-Алинской геосинклиналии.

С начала мезозоя и до конца неокома территория юга Дальнего Востока являлась обширной геосинклинальной областью [7, 8]. В областях, примыкающих к палеосуше Ханкайского и Буреинского срединных массивов, происходило накопление прибрежно-морских отложений, а к востоку в Центральном Сихотэ-Алине и на Сахалине — глубоководных кремнисто-глинистых, вулканогенно-кремнистых и туфогенно-терригенных отложений триаса, юры и раннего мела мощностью свыше 11 км. Магматические продукты, являющиеся одним из главных показателей геодинамических режимов геосинклиналей, широко развиты в этом регионе. В Сихотэ-Алине они представлены толеитовыми и щелочными оливиновыми базальтами, ассоциирующими с глубоководными кремнисто-глинистыми триасово-юрскими отложениями (джаурская, киселевская, ергаусская, погская свиты). В ряде мест с базальтами ассоциируют породы меймечит-пикритового состава [14, 30]. На Сахалине магматические породы развиты в составе набильской серии и свитах остринской, житницкой, далдаганской, островской, новиковской и орлинской. Они представлены спилитами, диабазами, толеитами, щелочными оливиновыми базальтами, часто ассоциирующими с породами ультраосновного состава — авгититами, пикритами и

Таблица 1

Химический состав (окислы, мас. %; микроэлементы, г/т) раннегеосинклинальных базальтов Сихотэ-Алиня и Сахалина

Компонент	1(6)	2(10)	3(7)	4(2)	5(8)	6(5)	7(5)	8(16)
SiO <sub>2</sub>	48,89	48,32	47,44	44,37	48,50	42,50	44,00	44,77
TiO <sub>2</sub>	2,86	2,74	1,95	2,10	0,75	3,02	1,14	3,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,92	13,91	13,69	16,00	13,50	13,65	16,60	14,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	3,45	4,02	3,70	2,95	5,58	2,10	4,75
FeO	8,94	8,93	8,48	7,28	7,48	7,27	8,84	8,32
MnO	0,15	0,17	0,30	0,14	0,28	0,20	0,21	0,21
MgO	7,59	6,53	6,74	7,50	10,68	8,78	8,30	5,01
CaO	7,18	6,92	7,89	5,67	6,23	8,05	11,02	6,95
Na <sub>2</sub> O	3,98	3,40	3,82	3,67	2,23	1,06	1,72	3,48
K <sub>2</sub> O	0,22	1,71	0,42	2,33	1,04	1,72	0,36	1,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,37	0,28	0,39	0,49	0,78	0,21	0,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,09	0,60	0,49	0,00	0,09	0,21	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,73	2,99	4,04	5,11	5,50	6,42	4,80	4,13
CO <sub>2</sub>	0,00	0,12	0,18	1,58	—	—	0,15	2,43
С у м м а	99,73	99,65	99,85	99,98	99,63	99,12	99,68	99,81
Ni	158	113	126	75	218	64	82	35
Co	48	33	44	24	56	33	31	60
Cr	130	110	113	130	193	32	124	35
V	245	220	205	190	163	89	40	92
Cu	105	88	65	42	93	23	36	40
Zr	291	530	110	—	36	178	21	78
Sr	312	659	150	—	—	555	—	—
Rb	53	33	9	—	—	59	—	—
Ba	170	226	130	—	—	2498	—	—

П р и м е ч а н и е. 1—6 — базальты Сихотэ-Алиня: 1, 2 — джакурская, 3, 4 — киселевская, 5, 6 — ердагоусская свиты; 7—8 — базальты Сахалина; 7 — метабазиты вальзинской серии, 8 — новиковская свита. Цифры в скобках — количество проб. Химические анализы выполнены в Отделе геохимии ДВГИ ДВНЦ АН ССР (аналитик Т. Г. Ватутина, Л. В. Шкодюк); микроэлементы определены спектральным количественным методом (аналитик Э. Д. Голубева), Rb, Sr, Ba — рентгенофлуоресцентным методом (аналитик В. В. Перепелица).

близкими им по химическим свойствам породами [5, 6, 22]. В набильской серии и новиковской свите в ассоциации с базальтами встречаются слои кератофиров [6, 21].

По своим петрохимическим особенностям (табл. 1) раннемезозойские образования Сихотэ-Алиня и Сахалина близки между собой, характеризуются исключительно широким распространением пород базальтового состава, среди которых часто присутствуют щелочные высококалиевые разности и породы ультраосновного ряда. По составу они резко отличаются от пород приконтинентальных островных дуг и срединно-океанических хребтов и могут быть сопоставлены лишь с базальтоидами океанических островов. По формационным и петрогохимическим особенностям они отвечают ранней (океанической) стадии геосинклинального развития [24], а формирование их связано, по-видимому, с трещинными излияниями внутри геосинклинальной области.

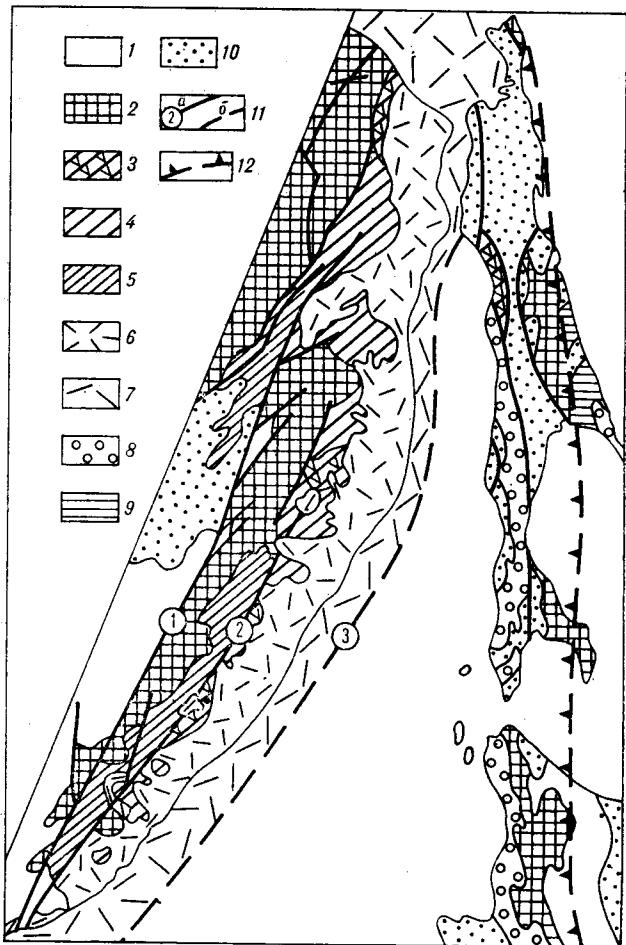


Схема тектоники Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина.

1 — формации домузовского возраста; 2—5 — триасово-раннемеловые отложения: триасово-юрские раннегеосинклинальные комплексы (2), вулканогенные (3) вулканогенно-осадочные (4) алт-альбские островодужные комплексы, раннемеловые терригенные комплексы тылового бассейна (5); 6 — вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса; 7 — их положение на щельфе континентального склона; 8 — позднемеловые — палеогеновые миогеосинклинальные отложения; 9 — позднемеловые — палеогеновые эвгеосинклинальные комплексы; 10 — кайнозойские отложения; 11 — глубинные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые (1 — Центральный Сихотэ-Алинский, 2 — Восточный, 3 — Бересовской); 12 — положение предполагаемой палеозоны Беньофа.

В связи с крупными структурными перестройками в конце неокома мезозойская геосинклиналь вступила в заключительную стадию своего развития одновременно с формированием нижнемеловой вулканической дуги. Положение этой дуги (см. рисунок), получившей название Самаргинской [4, 28, 29], было названо [24] в восточной части Главного синклиниория Сихотэ-Алиня, на границе его с вулканическим окраинно-континентальным поясом, где широко развиты алт-альбские вулканогенные, вулканогенно-флишевые и вулканогенно-молассовые образования. Они известны в Нижнем Приамурье, центральном и южном Сихотэ-Алине [10, 24].

Наиболее широко раннемеловые островодужные образования развиты в центральной части Сихотэ-Алиня, где слагают два крупных ареала, представлявшие собой островные вулканические поднятия: Самаргинский, охватывающий верховья рек Бикин, Кабанья, Венюковка, Единка и Самарга, и Кемский, расположенный в бассейне среднего течения рек Кемы и Тайской. При геолого-съемочных работах эти образования изучали В. И. Высокий, В. М. Мостовой, А. В. Олейников, А. Н. Шапотин, С. В. Коваленко и др. С. В. Коваленко [10] разделил их на два комплекса: нижний — вулканогенно-флишевый и верхний — вулканогенно-молассовый. Первый комплекс объединяет апт-альбские отложения, выделенные в Кемском ареале в одноименную свиту, а в Самаргинском ареале — в гордеевскую (по А. В. Олейникову) толщу мощностью свыше 3500 м. Этот комплекс несогласно перекрывается верхнеальбским вулканогенно-молассовым, который представлен в Самаргинском ареале бурматовской (по А. В. Олейникову) толщей, а в кемском ареале согласно — лужкинской свитой мощностью 900—3000 м.

Вулканогенно-флишевые отложения представлены ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов, пластами вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы, диабазы, спилито-диабазы, гиалокластиты, туффиты, туфогенные песчаники и туфоалевролиты), а также пачками грубозернистых аркозовых и граувакковых песчаников, часто с растительным детритом, редко с остатками морских ежей и аммонитов. В некоторых разрезах вулканические образования резко преобладают над терригенными и составляют около 80% объема толщи. Лавовые потоки имеют мощность до 150 м и разделяются пачками агломератовых туфов и тонкого переслаивания песчаников и алевролитов мощностью до 60 м. Пласти алевролитов иногда содержат каплевидные включения или «бомбы» базальтовых порфиритов и пироксенитов размером до 0,1—0,6 м [1]. Характерная особенность вулканитов — наличие крупных вкрапленников (до 10 мм) пироксенов (авгит, пижонит-авгит) и плагиоклазов (альбит-лабрадор), иногда присутствуют оливин и апатит. По составу (табл. 2) вулканиты образуют ряд от толеитовых и известково-щелочных базальтов до трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, характеризуются повышенной глиноземистостью и щелочностью, высокой калиевостью и низкой титанистостью. По основным петрохимическим характеристикам они отличаются от базальтоидов различных формационных типов континентов и океанов [11, 12] и наиболее близки базальтам андезитовой формации островодужных систем Курильских островов и Камчатки.

Песчаники флишевых ритмов относятся к кварц-аркозовой группе, но содержат значительную примесь плагиоклазов и пироксенов вулканического происхождения. По химическому составу они близки грауваккам, соответствуют среднему типу андезита (по Р. Дэли) и сходны с песчаниками Ильпинского и Кроноцкого флиша Камчатки [13].

Вулканогенно-молассовые отложения в Самаргинском ареале сложены чередованием мощных пачек агломератовых туфов, глыбовых брекчий, туфоконгломератов и грубобломочных туффитов с линзами и прослоями терригенных пород, пепловых туфов и тефроидов и редкими горизонтами базальтов, андезитобазальтов, андезитов, иногда игнимбритами липаритов. Базальные горизонты этих отложений представлены флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников, пачками «дикого» флиша, ритмы которого начинаются конгломератами и гравелистыми песчаниками, а завершаются алевролитами. В кемском ареале верхнеальбские отложения имеют мощность около 900 м и представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками с примесью вулканомиктового материала, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, пластами «зеленых туфов» среднеосновного состава, реже туфоалевролитами. По составу тонкозернистые песчаники относятся к кварц-аркозовой, а грубозернистые — к граувакковой группам. По химизму все песчаники соответствуют типичным грауваккам.

Вулканические породы этого комплекса дифференцированы от базальтов до липаритов с резким преобладанием пород андезитобазальтового состава. Основными минералами базальтоидов являются плагиоклаз (андезин, андезин-лабрадор) и роговая обманка. По химизму верхнеальбские вулканиты близки апт-альбским, характеризуются повышенной глиноземистостью, низкой титанистостью и вполне сопоставимы с вулканитами островодужных систем Курильских островов и Камчатки.

В южной части Сихотэ-Алиня в бассейне р. Маргаритовки островодужные отложения установлены В. Ф. Игнатовой. Они представлены прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными фациями, содержащими мало мощные горизонты лав и туфов андезитового и андезитодиабазового состава, согласно залегающими на раннемеловых кремнисто-алевролитовых геосинклинальных отложениях.

В северной части Сихотэ-Алиня в бассейне р. Мули, правого притока р. Тумнин, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования островодужного типа описали Б. В. Шевченко и В. А. Дымович. Эти отложения слагают вулканотектоническую структуру линейного типа

Таблица 2

## Химический состав (окислы, мас. %; элементы, г/т) Самаргинского палеостровного вулканического пояса

Компонент	1(10)	2(5)	3(10)	4(10)	5(1)	6(6)	7(7)	8(6)	9(7)	10(10)	11(2)	12(4)	13(1)	14(5)	15(5)	16(18)	17(1)	18(2)
SiO <sub>2</sub>	62,25	65,48	48,92	53,70	60,57	46,68	65,34	64,90	50,12	54,68	60,75	63,74	77,25	74,93	66,33	47,59	53,14	53,90
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,62	0,76	0,97	0,79	0,66	0,48	0,64	0,94	0,82	0,92	0,74	0,44	0,38	0,39	0,79	0,56	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	16,85	17,07	17,70	16,72	10,78	15,31	16,80	18,54	17,86	15,45	17,49	13,00	9,02	13,32	17,59	18,19	16,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,98	2,18	3,89	2,40	3,40	4,44	4,82	3,84	2,63	4,13	4,42	4,48	0,18	2,49	2,05	0,59	1,49
FeO	5,11	3,83	7,38	4,04	4,01	6,90	3,57	3,78	5,48	5,23	4,45	4,42	0,78	2,88	2,46	5,80	6,26	4,84
MnO	0,14	0,05	0,22	0,49	0,42	0,24	0,14	0,08	0,19	0,24	0,06	0,45	0,02	0,09	0,04	0,45	0,14	0,10
MgO	2,81	1,92	6,65	3,80	4,98	15,23	1,76	1,82	3,52	3,08	2,31	0,92	0,91	1,26	3,28	5,94	4,57	6,54
CaO	3,95	4,02	9,03	5,71	5,55	9,79	3,03	1,32	6,27	5,89	3,03	3,65	0,20	3,45	1,44	7,68	5,57	7,61
Na <sub>2</sub> O	3,20	2,24	2,78	2,63	2,42	0,90	2,24	1,56	2,96	3,42	3,54	3,60	0,09	2,45	1,70	2,63	2,54	3,47
K <sub>2</sub> O	1,90	3,36	1,62	1,82	2,60	1,26	2,59	3,63	1,75	1,72	2,85	3,30	3,80	1,73	2,55	1,91	2,75	1,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,17	0,25	0,39	0,49	0,24	0,44	0,43	0,27	0,32	0,16	0,28	0,02	0,25	0,50	1,49	1,47	0,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,40	—	0,24	0,23	—	—	0,21	0,24	—	—	—	—	—	—	0,49	0,96	0,98
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,20	0,28	0,24	3,43	4,85	—	0,46	0,42	3,38	1,33	1,71	—	0,47	1,69	3,48	3,31	2,81	2,41
CO <sub>2</sub>	3,50	3,73	3,49	1,40	0,47	—	3,90	3,80	3,59	2,38	3,20	1,29	2,22	1,75	1,19	2,24	0,50	0,36
Сумма	100,38	100,63	100,29	99,37	99,90	—	100,04	100,70	101,03	99,57	99,56	100,40	99,78	99,65	99,50	99,82	99,63	99,58
Ni	35	35	77	23	16	275	16	45	10	10	18	6	6	32	35	40	19	—
Co	68	44	28	13	46	9	19	40	21	14	7	9	18	16	27	23	—	—
Cr	70	72	144	40	45	383	29	73	6	8	39	9	9,3	23	29	37	45	—
V	81	90	230	150	260	127	69	91	203	158	216	93	52	42	49	108	126	—
Cu	72	84	410	63	38	82	31	57	70	50	56	29	7	14	96	119	—	—
Zr	—	—	52	49	57	58	—	—	63	61	—	—	—	49	52	66	68	—
Rb	—	—	66	49	—	—	—	—	75	141	—	—	—	—	57	99	—	—
Sr	—	—	355	470	—	—	—	—	317	264	—	469	—	—	—	444	360	—
Ba	—	—	343	360	—	—	—	—	2330	624	—	1100	—	—	—	1120	470	—

Приимечание. Самаргинский ареал. Апт-альбоские отложения: 1 — песчаники и туфопесчаники; 2 — алевролиты; 3 — базальты; 4 — андезитобазальты; 5 — андезиты; 6 — пикриты и пикрит-диабазы. Верхнекаменные породы: 7 — песчаники; 8 — алевролиты; 9 — базальты; 10 — андезитобазальты; 11 — андезиты; 12 — андезитограниты; 13 — итимбротты липаритовых. Немской ареал (кемская свитка): 14 — песчаники; 15 — алевролиты; 16 — базальты; 17 — андезитобазальты. Бассейн р. Муля: 18 — базальты (даные Б. В. Шевченко, В. А. Дымовика). Цифры в скобках — количество проб.

площадью более 50 км<sup>2</sup>. По стратиграфическому положению они отвечают средней части уктурской свиты и имеют мощность свыше 850 м. В центральной части вулканоструктуры закартировано несколько потоков диабазов, спилитов и вариолитов мощностью свыше 60 м каждый, чередующихся с туфоконгломератами, туфогравелитами, седиментационными брекчиями, туфопесчаниками и туфоалевролитами. К северо-востоку эти отложения фациально замещаются тонкозернистыми осадками вулканических склонов, содержащими большое количество вулканомиктового материала и перекрываются песчано-алевролитовыми отложениями с фауной альб-сеноманского возраста. По составу диабазы, содержащие крупные кристаллы пироксенов, близки эфузивам Кемского и Самаргинского ареалов (см. табл. 2).

Таким образом, Самаргинская палеостровная дуга апт-альбского возраста представляет собой эшелонированную систему, состоящую из вулканических поднятий и разделяющих их прогибов, и протягивается в северо-восточном направлении из бассейна р. Маргаритовки в бассейн р. Тумнин и, возможно, далее в Нижнее Приамурье [24] (см. рисунок). По простиранию палеодуги, в прогибах, разделяющих былые вулканические поднятия, мощность отложений несколько увеличивается, количество вулканогенного материала уменьшается, преобладают терригенные осадки при подчиненной роли вулканогенно-осадочных пород. Нижний вулканогенно-флишевый комплекс замещается флишевыми отложениями, среди которых встречаются довольно мощные (до 200 и более метров) пачки своеобразных крупнозернистых песчаников, представляющих собой продукты дезинтеграции вулканитов и гранитоидов. Песчаники флишевых ритмов насыщены растительным детритом, содержат остатки мелководной фауны, имеют известковистый цемент; иногда здесь формируются линзы известняков рифогенного облика. Осадки прорваны многочисленными силлообразными телами и дайками диабазов, долеритов, базальтовых порфиритов, редко пикрито-базальтов, образующих мощные протяженные дайковые поля, вытянутые согласно простиранию осадочных пород. Такие дайковые пояса имеются в бассейне среднего течения р. Самарги [27], известны к северо-востоку, в бассейне рек Ботчи, Анюя и Тумнина, и южнее — в Дальнегорском рудном районе.

Флишевые отложения в прогибах согласно перекрываются молассовыми, нижние горизонты которых формировались в условиях мелководного морского бассейна и насыщены фауной пелепипод, тригониид и актионелл; средние части имеют глубозернистое строение, а верхние формировались уже в континенталь-

ных условиях и содержат большое количество туфов среднего и кислого состава.

Распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Самаргинской палеодуги в структуре Главного синклиниория контролируется Восточным структурным швом, представляющим собой глубинный левосторонний сдвиг [25, 26].

К западу от Восточного структурного шва вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования палеодуги фациально замещаются комплексами тылового прогиба. Эти отложения представлены тонко- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими линзами конгломератов и гравелитов, иногда известняков. В краевых частях тылового бассейна преобладает крупноритмичный песчаный флиш, который к центру котловины сменяется песчано-глинистым флишем. Для центральной части тылового прогиба характерны преобладание алевролитов и мелкозернистых песчаников, наличие пачек тонкого флишоидного переслаивания этих пород и максимальная мощность отложений. В зонах крупных разломов появляются прослои лав и туфов основного состава.

С востока структура палеодуги перекрыта позднемеловыми — палеогеновыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и отложениями Татарского пролива и Японского моря. Однако восточнее, в пределах западной части Сахалина и на острове Монерон, известны вулканогенно-осадочные комплексы раннего мела, близкие образованиям Самаргинской дуги. Не исключено, что эти образования входили в состав единой островной дуги и представляли собой ее приокеанические элементы.

На Сахалине апт-альбские вулканогенно-осадочные образования развиты в Камышевом хребте Западно-Сахалинских гор, где слагают сводовые его части. Нижние горизонты этих отложений мощностью свыше 900 м представлены относительно глубоководными кремнисто-глинистыми и кремнисто-вулканогенными образованиями (кремнистые туфоалевролиты, туфопесчаники, яшмовидные породы, радиоляриты) с горизонтами диабазов, спилито-диабазов и габбро-диабазов (самохинская свита). Эти отложения согласно перекрываются альб-сеноманской побединской свитой мощностью 1400 м, представленной внизу алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, туфопесчаников, туфов и туффитов среднего — основного состава, а вверху более грубобломочными отложениями (конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники, псевфитовые и псаммитовые туфы).

Мезозойские вулканогенные образования, развитые в структурах Ребуно-Монеронского хребта, вскрыты скважиной на глубине 4215 —

1481 м и представлены переслаиванием лавово-пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород [19]. Нижние позднеюрско-раннемеловые части этого комплекса сложены альбитизированными диабазовыми и базальтовыми порфиритами, долеритами, горизонтами туфов и туфогенно-осадочных пород. Средние и верхние части комплекса, отвечающие верхам раннего мела, сложены чередованием лав и лавобрекчий базальтов, андезитобазальтов, андезитов, туфов и туфобрекчий основного состава, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Вверху разреза встречаются единичные потоки трахиандезитов и трахиандезитобазальтов.

Для различных пород этого разреза характерна близость минерального и химического состава. Главными пордообразующими минералами являются основной плагиоклаз и пироксен диопсид-авгитового ряда. Породы обладают повышенной глиноземистостью и щелочностью. Несмотря на слабую дифференцированность комплекса, вся совокупность пород принадлежит двум типам магм — толеитовому и щелочно-базальтовому. На основании этого авторы [19] пришли к выводу о сходстве структуры Ребуно-Монеронского хребта с поднятиями океанических островов, нижние части которых сложены толеитовыми, а верхние — щелочными оливиновыми базальтами. Однако по величинам таких петрохимических параметров, как, коэффициенты «глиноземистости» и «оceanичности», мезозойские вулканиты о. Монерон отвечают высокоглиноземистым породам известково-щелочных островных серий. По возрасту и формационному составу они аналогичны сихотэ-алинским, что дает основание говорить об общности развития этих структур на позднемезозойском этапе.

Становление и развитие мезозойской островной дуги, вероятно, сопровождалось палеозоной Беньофа, положение которой в современной структуре Сахалина фиксируется зонами гипербазитовых и глаукофансланцевых поясов и серпентинитового меланжа [20, 21], т. е. основными признаками палеозона Беньофа [2].

На границе раннего и позднего мела раннемезозойская геосинклиналь вступила в заключительную стадию своего развития, определяемую как «стадия магматического скручивания» [23], когда формируются складчатые структуры и внедряются интрузии гранитоидов. Проявление этой стадии геосинклинального процесса в Сихотэ-Алине связано с развитием вдоль глубинных северо-восточных разломов левосторонних сдвиговых деформаций, приведших к складчатости, формированию сдвиговых зон растяжения [25] и внедрению альбеноманских высокоглиноземистых гранитоидов сандинского комплекса.

В позднем мелу — палеогене вдоль Сихотэ-Алинской окраины континента на месте палеостровной дуги сформировался Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный пояс. Становление пояса связано с длительным и сильным сдвиговым растяжением вдоль Восточного и Берегового разломов, что привело к интенсивному вулканизму [9]. Сдвиговые же движения вдоль Тихоокеанско-Азиатской системы разломов привели к раскрытию Японского моря и отделению Сахалинской части палеостровной дуги от Сихотэ-Алинской. На развитие пояса, по-видимому, продолжала оказывать влияние палеосейсмофокальная зона, существовавшая с начала заложения мезозойской геосинклинали. Восточнее пояса, в пределах Сахалина, формировался миогеосинклинальный бассейн [15], который может рассматриваться в качестве преддугового прогиба [17]. Субаэральный вулканизм здесь проявился в позднем мелу только в пределах Ребуно-Монеронского поднятия, но в значительно меньших масштабах, чем в Сихотэ-Алине.

Существование в основании Восточно-Сихотэ-Алинского пояса палеостровной дуги существенным образом отразилось на формационном и петрохимическом составе слагающих его продуктов и металлогении региона [29]. В районах, где пояс залегает непосредственно на образованиях палеодуги, он обладает признаками структурной, формацийной, петрохимической и геохимической унаследованности, наибольшей мощностью вулканических паклоний и более фемическим их составом [28]. В участках налегания на более древние образования пояс имеет черты резкой наложенности, сокращенную мощность вулканических накоплений и лейкократовый их состав.

Геохимической особенностью альт-альбских островодужных образований является повышенное содержание в них халькофильных элементов, особенно цинка, свинца, серебра и меди. Это позволяет ожидать проявления здесь стратиформных медно-колчеданных, гидротермальных полиметаллических с серебром и собственно серебряных месторождений типа Куроко, характерных для современных островных дуг. Породы различных комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса в целом обладают пониженными содержаниями этих элементов. Однако в районах развития островодужных комплексов в связи с проявлениями поздних кислых продуктов магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса развиты полиметаллические и золотосеребряные месторождения. Вероятно, большая часть рудного вещества этих месторождений заимствовалась магматическими расплавами и гидротермальными растворами из геохимически специализированных пород островодужного комплекса.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бурдэ А. И., Высоцкий В. И. Новые данные об апт-сенонских отложениях бассейна реки Кемы и прилегающей части рек Нанцы и Колумбе.—Информ. сборник ПГУ, № 4. Владивосток: Кн. изд-во, 1963.
2. Власов Г. М. Критерии выделения палеозон Бенюфы.—В кн.: Древние сейсмофакальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
3. Власов Г. М., Борисов О. Г. и др. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации.—М.: Наука, 1978.
4. Вулканические пояса Востока Азии.—М.: Наука, 1984.
5. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Щелочные базальтоиды в юрских — нижнемеловых отложениях Сахалина.—Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1.
6. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Мезозойские вулканические образования Южного Сахалина.—В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
7. Геология СССР. Т. 32.—М.: Недра, 1969.
8. Геология СССР. Т. 33.—М.: Недра, 1970.
9. Говоров И. Н., Симаненко В. П. и др. Роль сдвиговых дислокаций в формировании вулканических поясов и окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.—В кн.: Тезисы докладов Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
10. Коваленко С. В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня.—В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
11. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.—Новосибирск: Наука, 1972.
12. Лугуц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магmatизма.—М.: Недра, 1980.
13. Маркевич П. В., Чудаев О. В. О вещественном составе песчаников флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки.—В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
14. Мартынюк М. В. Раннемезозойский геосинклинальный магматизм северной части Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория.—В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973.
15. Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.—М.: Наука, 1973.
16. Парфенов Л. М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоядах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Мезозояды Верхояно-Чукотской области.—Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
17. Парфенов Л. М. Мезозояды Сихотэ-Алиня: общие закономерности строения и история формирования мезозояд.—Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
18. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое.—Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 5.
19. Пискунов Б. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря).—Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3.
20. Речкин А. Н., Семенов Д. Ф., Шейко В. Г. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение.—В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
21. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о. Сахалин.—Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5.
22. Семенов Д. Ф. Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей.—М.: Наука, 1982.
23. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.—М.: Недра, 1980.
24. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.—М.: Наука, 1979.
25. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения.—М.: Наука, 1980.
26. Уткин В. П. Роль сдвиговых дислокаций в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.—Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 4.
27. Федчин Ф. Г., Симаненко В. П. и др. Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского вулканогенных поясов.—М.: Недра, 1981.
28. Федчин Ф. Г., Симаненко В. П., Говоров И. Н. Петрохимическая зональность Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.—В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
29. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. и др. Основные черты тектонического развития, магматизма и металлогении вулканических поясов Востока Азии.—Вулканология и сейсмология, 1982, № 3.
30. Щека С. А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня.—Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2.

**ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток**

*Поступила в редакцию  
2 апреля 1984 г.*

УДК 550.4:551.2

Б. Г. Лутц

## ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ПАПУА НОВОЙ ГВИНЕИ

Офиолитовый комплекс Восточного Папуа Новой Гвинеи является частью гигантского позднемезозойского офиолитового пояса западной окраины Тихого океана. Его офиолитовый разрез типичен и включает в себя гипербазитовую, габбровую и базальтовую части, причем две первые очень сильно дифференцированы и химически взаимосвязаны. Комплекс параллельных даек отсутствует. Базальтовая часть разреза обо-

соблена от гипербазит-габбровой и относится к типичным океаническим толеитам. По своему строению и особенностям химизма пород офиолитовый разрез Папуа Новой Гвинеи сильно отличается, с одной стороны, от офиолитовых разрезов срединно-океанических хребтов, с другой — от офиолитовых разрезов континентальных складчатых поясов.

За последнее десятилетие в связи с осуществлением Международного проекта «Офиолиты континентов и сопоставимые с ними океанические породы» наши знания о современных и древних офиолитовых поясах чрезвычайно углубились. Если вначале исследования офиолитовых комплексов подчеркивались их целостность и общность как единой и чрезвычайно важной геологической формации, то сейчас настал этап выявления индивидуальных отличий офиолитовых комплексов, сформированных в различной геотектонической обстановке. Становится ясным, что даже в океане офиолитовые комплексы, приуроченные к таким разным структурам, как срединно-океанические хребты, трансформные разломы, фундаменты океанических плато, окраинных морей и островных дуг, могут нести целый ряд индивидуальных черт.

Хорошо известны два полярно различных типа офиолитовых разрезов. Один из них тесно связан с рифтовыми структурами и очень мало дифференцирован. Другой тип — предельно дифференцированных офиолитовых разрезов — известен в континентальных подвижных поясах и в основании островных дуг. В рифтогенном типе офиолитов гипербазиты представлены лерцолитами и гардбургитами, которые по содержанию литофильных компонентов мало отличаются друг от друга и от среднемантийного перидотита. Габброиды слабо дифференцированы и по среднему составу близки к вышележащим базальтам. Базальтовая часть разреза связана с гипербазит-габбровой комплементарными соотношениями распределения химических элементов, а сам базальт относится к океаническому толеиту.

В другом типе сильно дифференцированных офиолитов континентальных подвижных поясов среди гипербазитов преобладают реститовые разности дунитов с предельно низким содержанием литофильных элементов. Габбровая часть очень сильно расслоена на многочисленные разновидности кумулятивных гипербазитов, пироксенитов, мафическое и лейкократовое габбрьо, феррогаббрьо, вплоть до плагиогранита. Габброиды обеднены литофильными элементами, а их состав не сопоставим ни с одной вулканической породой. Базальтовая часть разреза резко оторвана от гипербазит-габбровой по времени образования, составу и часто относится к известково-щелочным базальтам, варьирующим вплоть до андезита.

Учитывая несходство и даже антагонизм упомянутых типов офиолитов, трудно ожидать существование промежуточных типов ультрабазит-габбрьо-базальтовых офиолитовых разрезов. Однако в некоторых областях активных континентальных окраин и в структурах окраинных морей эти режимы могут сближаться и совмещаться с появлением смешанных или промежуточных форм офиолитовых разрезов.

К такому достаточно индивидуальному типу относится офиолитовый комплекс Восточного Папуа Новой Гвинеи. Его нижняя гипербазит-габбровая часть разреза дифференцирована очень сильно, однако вверху нет комплекса параллельных даек, а базальтовая покрышка сложена типичными океаническими толеитами. Позднемеловые офиолитовые пластины, надвигнутые на континентальную окраину со стороны окраинного моря, прорываются новейшими вулканическими постройками базальтов и андезитов островодужного типа, которые могут

быть противопоставлены океаническим толеитам, венчающим офиолитовый разрез. Индивидуальное строение офиолитового разреза Восточного Папуа указывает на то, что здесь представлен особый офиолитовый тип, свойственный западной периферии Тихого океана и тесно связанный с геологическими структурами окраинных морей. Автором детально проанализированы породы гипербазит-габбрового комплекса и базальты океанического и островодужного типа Восточного Папуа. Этот аналитический материал может служить основой для обсуждения особенностей вещественного состава офиолитового разреза.

Офиолитовый комплекс Восточного Папуа Новой Гвинеи является частью тигантского позднемезозойского офиолитового пояса западной окраины Тихого океана, который прерывистыми частями протягивается от Новой Каледонии через Папуа Новой Гвинеи, Сулавеси, Калимантан, Филиппины к Японии и далее на восточный берег Камчатки, вдоль берегов окраинных морей. Автор осмотрел офиолитовый пояс Папуа в 1976 г. во время рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в составе экскурсии Международного геологического конгресса. Экскурсию проводил Х. Л. Девис, который руководил геологической съемкой этой территории и опубликовал монографию [3], посвященную геологическому описанию офиолитового комплекса. Были выполнены: 1) маршрут в окрестностях деревни Буансинг, по ручью и осмотр береговых обнажений с полным комплексом пород офиолитовой формации — ультрабазитами, габбро и базальтами и 2) маршрут по р. Сайя с осмотром контакта перидотитов и габбро и сбором наиболее типичных и свежих образцов ультраосновных и габброидных пород. Наконец, с корабля была осуществлена самостоятельная высадка на островок Джавани, представляющий четвертичный вулкан, сложенный андезитобазальтом островодужного типа.

В геологическом строении Восточного Папуа могут быть выделены три крупных структурных элемента.

1. Мезозойский (юра — мел) комплекс сиалических метаморфизованных пород горного хр. Стенли, который протягивается по осевой части острова на 900 км при средней ширине 60 км. Слагают этот комплекс кварц-полевошпатовые гнейсы и сланцы, иногда с графитом, с прослоями мраморов, основных сланцев, изредка конгломератов.

2. С востока к этому сиалическому комплексу примыкает также мезозойская мафическая толща новогвинейского офиолитового пояса, который протягивается между хр. Стенли и береговой линией на 400 км при средней ширине 40 км. Этот ультрамафический пояс имеет суб-

слоистое строение, в нем выделяется полоса ультраосновных (4—8 км), габброидных (4 км) и базальтовых (4—6 км) пород. Контакт офиолитового пояса с сиалической толщей хр. Стенли проходит по ясно выраженной тектонической зоне Овен Стенли. Ширина контактной тектонической зоны местами достигает нескольких километров. Там развиты миллионитизированные и катализированные метаморфические породы, местами с глаукофаном и лавсонитом.

3. Третий крупный геологический комплекс представлен молодыми палеоген-неогеновыми и четвертичными вулканами и магматическими комплексами, связанными с наложенным островодужным магматизмом. Это вулканические породы, состав которых варьирует от базальтов к андезитам и дацитам известково-щелочной и щелочной калиево-серой. Сопутствующие интрузивы представлены тоналитами и гранодиоритами. По имеющимся данным, фо-рамениферы в осадках базальтовой части офиолитового разреза имеют верхнемеловой возраст; калий-argonовый возраст пироксена из базальта — 116 млн. лет (верхний мел). Ультрабазиты и габбро рвутся тоналитовыми интрузиями с возрастом 55 млн. лет (нижний эоцен). Это минимально возможный возраст офиолитового пояса Папуа.

Геологические и геофизические данные свидетельствуют об аллохтонном залегании офиолитового пояса. Х. Л. Девис [3] полагает, что мафический блок офиолитовых пород был надвинут на материковый комплекс хр. Стенли с востока, со стороны окраинного моря, причем разлом Стенли-Оуэн представляет поверхность, вдоль которой офиолиты были перемещены в результате обдукции. Однако ряд других исследователей возражают против такой интерпретации и говорят о вертикальном подъеме мафических пород вверх вдоль плоскости разлома Стенли-Оуэн. Предполагается, что выдвижение офиолитового блока происходило в нижнем эоцене (55 млн. лет назад) и предшествовало развитию островодужного вулканизма.

Обратимся непосредственно к офиолитовому поясу Восточного Папуа Новой Гвинеи. Из геологической схемы (рис. 1) можно видеть, что полоса офиолитового пояса имеет грубослоистое строение: на восток от разлома Стенли-Оуэн ультраосновные породы сменяются полосой габброидных и далее базальтовых пород. Но, по-видимому, это несколько идеализированная картина, составленная на основе отдельных и удаленных друг от друга пересечений. В экскурсионных маршрутах такая четкая расслоенность представилась достаточно проблематичной. Несомненно, существует целый ряд структурных осложнений, повторений разрезов в результате надвигов и смешений,

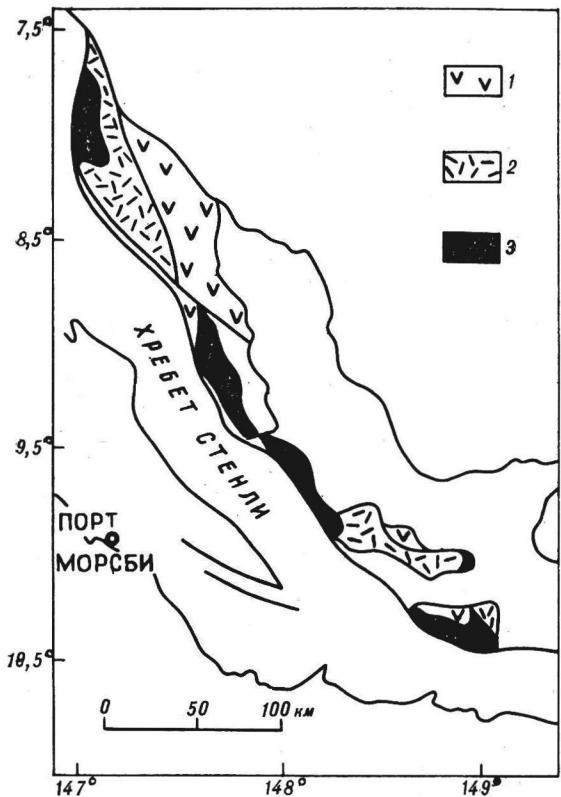


Рис. 1. Схема расположения оphiолитового пояса Папуа Новой Гвинеи.

1 — базальты; 2 — габброиды; 3 — гипербазиты.

связанных со сбросами или сдвигами. Тем не менее можно выделить и обособить три главных компонента оphiолитовой толщи: ультрабазитовую, габбровую и базальтовую.

Ультрабазитовая толща включает в себя: а) нижние, тектонически переработанные, перемянутые ультрабазиты, степень деформации которых сильно варьирует от мILONИТИЗИРОВАННЫХ и КАТАКЛАЗИТОВАННЫХ до массивных разностей; б) средние, относительно мало переработанные ультрабазиты и в) верхнюю переходную зону кумулятивных ультрамафических пород, тесно связанных с вышележащим габбром. Среди ультрабазитов преобладают гардбургиты, которые содержат 60—80% оливина ( $Fo_{91-94}$ ), 20—40% ортопироксена ( $Fn_{92-94}$ ) и акцессорный хромит. Помимо гардбургитов часто встречаются дуниты, сложенные одним оливином, и лерцолиты, когда к оливину добавляется клино- и ортопироксен, а также пироксениты, в том числе мономинеральные — клинопироксениты и энстатититы. Видно, что иногда дуниты и пироксениты образуют линзы и согласные прослои в гардбургитах, но иногда наблюдаются и в виде секущих жил и даек. Кумулятивные ультрабазиты составляют узкую зону в низах габброидного комплекса. Это

более мелкозернистые породы с кумулятивным оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, но без плагиоклаза. Состав их минералов более железист и сильнее варьирует: оливин ( $Fo_{78-80}$ ), ортопироксен ( $En_{81-90}$ ).

В габбровой части разреза выделяется нижнее кумулятивное габбрю с прослойками кумулятивных перидотитов и гранулярное полнокристаллическое полосчатое габбрю с разностями мафического и лейкократового габбрю. Габбрю слоистого комплекса имеет аллотриоморфную или гипидиоморфную структуру. Его слагают основной плагиоклаз ( $An_{80}$ ), оливин ( $Fo_{80}$ ), ромбический и моноклинный пироксены. Мафическое габбрю имеет состав габбрю-порита с примерно одинаковым соотношением фемических минералов. В лейкократовых разностях сильно увеличивается содержание плагиоклаза, но сохраняется устойчивое сочетание плагиоклаза с оливином, т. е. большая часть лейкократового габбрю относится к троктолитам. Большинство габбрю не деформировано. Контакт габбрю с ультрабазитовой зоной бывает: а) переходный, через ультраосновные и габбревые кумуляты, б) интрузивный, в) текtonический.

В верхней части габбревого комплекса Х. Л. Дэвис выделяет толщу покровного промежуточного габбрю, непосредственно переходящего в базальтовую толщу, отмечая, что покровное габбрю представляет собой массивные породы с офитовой структурой и зональным плагиоклазом. Такие образцы автор сначала определил как феррогаббрю, но обнаружив, что результаты их химических анализов совершенно тождественны таковым вышележащих толеитовых базальтов, считает, что это габбрдиабазовые породы, относящиеся к нижним, наиболее раскристаллизованным разновидностям базальтового покрова, а не к верхним, завершающим членам габбрвидного слоистого комплекса. Порода имеет субофитовую структуру и сложена зональным плагиоклазом, авгитом, ромбическим пироксеном с небольшим количеством гранофирового кварца и роговой обманки.

В оphiолитовом поясе Папуа комплекс параллельных даек отсутствует. Габбрвая часть разреза непосредственно перекрывается толщей базальтовых пород, где массивные базальты и пиллоу-лавы переслаиваются с агломератами, автобрециями и известковистыми осадками мелового возраста. Базальты подвержены спилитизации с развитием альбита, эпидота, хлорита, пренита и пумпеллиита.

Полевые наблюдения и аналитические материалы показали, что гипербазитовая и габбрвая части разреза сильно дифференцированы (что нехарактерно для океанических оphiолитовых разрезов), но перекрываются слоем,

Таблица 1

## Химический состав ультраосновных пород Папуа Новой Гвинеи (окислы, вес. %; малые элементы, г/т)

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	37,55	39,85	40,84	36,68	41,47	51,58	48,43	48,82	53,83	53,62	38,53	49,23
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,05	0,10	0,05	0,11	0,11	0,05	0,12	0,20	0,27	0,14	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,81	0,67	0,65	1,71	1,93	2,56	5,09	5,92	7,19	4,29	5,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,67	4,93	5,15	5,00	6,27	3,55	7,00	1,99	1,17	2,19	3,85	1,50
FeO	1,09	1,72	1,88	2,89	3,84	4,65	1,87	3,43	2,82	2,47	4,24	5,08
MnO	0,31	0,26	0,27	0,15	0,22	0,22	0,22	0,15	0,26	0,29	0,21	0,29
MgO	47,39	44,94	44,28	42,87	34,77	33,97	31,54	29,57	31,94	29,88	34,85	30,41
CaO	0,00	0,12	0,00	0,70	0,55	0,98	1,68	0,63	1,68	3,17	2,73	2,05
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,18	0,22	0,10	0,16	0,20	0,10	0,30	0,10	0,10	0,25	0,15
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,031	0,016	—	—	0,022	0,016	—	0,037	0,028	0,018	0,018	0,018
Ппн	6,05	6,81	6,09	9,79	10,48	2,95	2,14	2,15	0,91	0,40	10,89	1,00
Na	2000	1300	1500	800	880	1200	900	800	1000	1400	2300	1300
K	350	200	100	220	520	390	230	400	340	330	70	170
Li	—	—	3	0,5	5	0,5	0,6	0,7	0,5	1,2	3,8	—
Rb	—	—	0,4	0,7	1,2	0,7	0,8	1	0,8	0,8	0,3	0,5
Zr	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	30	<20	<20
V	9	10	22	28	32	56	32	55	75	48	36	70
Cr	4000	3000	2200	7900	3200	4500	2800	1900	3500	2300	1900	3000
Co	68	100	100	94	80	78	90	73	76	66	100	40
Ni	3600	4000	4000	3500	2000	1200	960	550	750	550	2400	2000
Sc	4	5	4	3	8	11	10	16	16	24	12	10
Cu	7	6	7	7	7	10	10	15	14	13	10	5

Примечание. 1 — 4 — образцы 34, 37, 40, 35 — дуниты; 5 — 8 — образцы 36, 41, 23, 20 — гарцбургиты; 9 — 10 — образцы 39, 33 — ортопироксениты; 11, 12 — образцы 23, 43 — лерцолиты.

несомненно, океанических толеитов. Очень сильная дифференцированность гипербазитов и габброидов была видна уже в поле, где наблюдалось большое разнообразие пород и неоднородность разреза, сложенного гарцбургитами, дунитами, перидотитами, пироксенитами, мономинеральными породами разной крупности зерна и большого структурного разнообразия. Точно так же велико было разнообразие габброидов — от мафического кумулятивного до однородного гранулярного меланократового и лейкократового габбро разной степени слоистости.

Обратимся к химическим анализам гипербазитов (табл. 1). Среди ультраосновных пород выделяются разности дунитов, гарцбургитов, ортопироксенитов и лерцолитов. Каждая группа имеет свои химические особенности. Количество кремнезема подвержено большим колебаниям в связи с поздней серпентинизацией, и вариации в содержании кремнезема не следует принимать во внимание. Но соотношения главных химических элементов — магния, железа, кальция и алюминия — отражают первичные особенности химического состава пород. Так, для дунитов, поскольку они состоят из одного оливина, характерно предельно высокое

содержание магния и исчезающее малое количество кальция и алюминия. По сравнению с ними в гарцбургитах несколько увеличивается содержание кальция и алюминия, а также и кремнезема. Эта же тенденция еще больше усиливается в ортопироксенитах. В лерцолитах по сравнению с дунитами несколько понижено количество магния, но повышенено содержание кальция и алюминия, так как в состав лерцолитов входит небольшое количество моноклинного пироксена. Состав лерцолитов близок к мантийному перидотиту и, по-видимому, отражает состав некоторого усредненного исходного мантийного вещества.

Все гипербазиты, особенно дуниты и гарцбургиты, содержат очень мало щелочных элементов — натрия, калия, лития, рубидия. Так, содержание рубидия меньше одного грамма на тонну. Содержание других лиофильных элементов (титана, циркония) также понижено. Относительно легкоплавким ванадием гипербазиты определенно обеднены. Напротив, содержания тугоплавких элементов группы железа — хрома, никеля, кобальта — повышенны. Такие геохимические особенности гипербазитов согласуются с выводами о том, что это породы рестибового, остаточного генезиса, пре-

Таблица 2

Химический состав габброидных пород Папуа Новой Гвинеи (окислы, вес. %; малые элементы, г/т)

Оксисел, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	43,70	49,95	48,04	48,55	47,53	47,80	43,26	43,98
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,08	0,09	0,10	0,14	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,12	11,80	15,06	17,12	22,84	24,92	23,76	26,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,09	1,55	1,21	1,04	2,10	0,34	0,55	0,67
FeO	3,00	6,57	4,23	3,20	2,52	3,04	4,57	1,57
MnO	0,11	0,14	0,14	0,09	0,10	0,10	0,14	0,15
MgO	17,79	16,83	13,72	10,85	7,80	7,67	6,04	5,98
CaO	14,08	11,14	14,48	17,30	14,71	13,99	14,82	17,62
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,40	0,50	0,66	1,12	1,50	1,20	0,82
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	1,00	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,02	0,01	0,02	0,016	0,018	—	—
Пп п	4,43	1,41	2,10	1,05	0,72	4,50	4,49	2,80
Na	6400	4000	4000	6000	5400	2600	9000	6000
K	830	400	500	300	300	600	9000	1100
Li	0,9	—	—	2	1,9	0,5	4	1
Rb	1,7	0,8	0,5	0,3	0,5	0,9	5	1,5
Zr	50	30	20	30	20	20	30	40
V	40	47	70	90	63	110	50	24
Cr	1500	1000	500	1100	1000	400	120	350
Co	39	43	50	35	40	84	31	22
Ni	400	270	160	190	120	210	150	210
Sc	27	29	40	38	34	9	18	16
Cu	10	45	30	25	20	60	15	20

Примечание. 1 — 3 — образцы 25, 24, 08 — магнитическое норитовое габбро; 4, 5 — образцы 09, 42 — троктолитовое габбро; 6 — 8 — образцы 30, 29, 28 — лейкократовое габбро.

дельно обедненные всеми легкоплавкими компонентами.

По-видимому, из гипербазитового субстрата была выплавлена габброидная магма, общий состав которой был близок к эвтектоидной смеси основного плагиоклаза, оливина, орто- и клинопироксена. Трудно оценить средний состав такого расплава, так как габброидная часть офиолитового разреза претерпела процесс кристаллизационной дифференциации с обособлением существенно оливинового кумулятивного габбро внизу и сложнослоистого габбро наверху, с выделением мафического габбро, обогащенного оливином и пироксеном, и существенно лейкократового габбро, обогащенного плагиоклазом, между которыми есть все переходные разности.

Общая химическая особенность габбро — недонасыщенность его кремнеземом, что обуславливается почти неизменным присутствием оливина (табл. 2). Сочетание оливина с плагиоклазом заставляет определить все габбровое семейство как несомненно троктолитовую серию. Троктолитовая тенденция дифференциации определяется кристаллизационным перераспределением тяжелого оливина и легкого плагиоклаза.

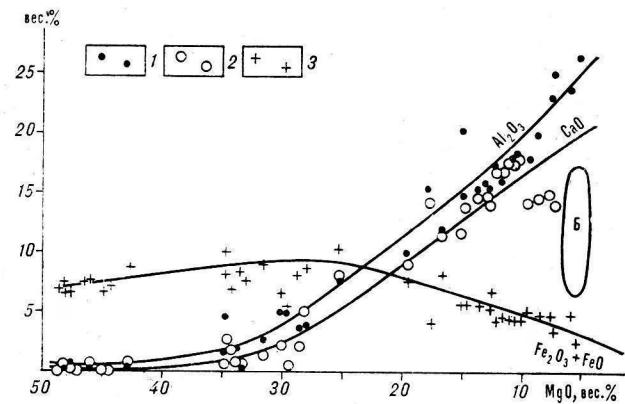


Рис. 2. Вариационная диаграмма для пород офиолитового комплекса Восточного Папуа. Вариационные линии показывают изменение содержания глинозема (1), известия (2) и суммарного железа (3) в гипербазитах и габброидах; Б — поле базальтов.

Клаза в меланократовых и лейкократовых разностях габбро. Определенной химической чертой габброидов является также повышенное содержание кальция, глинозема, магния и группы элементов железа — хрома, кобальта, никеля; при этом содержание легкоплавких лиофильных элементов понижено. Так, для габброидов характерны низкие количества калия, рубидия, титана, циркония, ванадия.

Анализы гипербазитов и габбро нанесены на вариационную диаграмму (рис. 2), где по горизонтальной оси отложены содержания магния, а по вертикальной — кальция, алюминия и суммарного железа. Для построения диаграммы, кроме данных автора, использованы данные анализа, взятые из литературы. Примерно в средней части диаграммы ( $MgO$  составляет 30–35%) располагаются лерцолитовые породы с несколько повышенным содержанием кальция и алюминия, состав которых отвечает среднемантийному веществу. Слева от них располагаются остаточные дуниты с предельно высоким содержанием магния и самым низким содержанием кальция и алюминия. В правой части диаграммы располагаются точки габброидных пород, указывающие на отчетливую химическую тенденцию: с уменьшением количества магния снижается содержание суммарного железа и одновременно происходит очень сильное увеличение концентрации кальция и алюминия, причем содержания последних растут одновременно и параллельно. Поскольку почти все железо и магний сосредоточены в оливине, а кальций и алюминий в плагиоклазе, то данная диаграмма демонстрирует отчетливую троктолитовую тенденцию дифференциации габброидной магмы, когда вариации состава определяются соотношением осаждавшегося тяжелого оливина и легкого плагиоклаза. Можно заметить, что в самых лейко-

Таблица 3

**Химический состав базальтовых пород Папуа Новой Гвинеи (окислы, вес. %; малые элементы, г/т)**

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	45,38	47,71	47,56	46,96	55,38	54,44	56,38
TiO <sub>2</sub>	1,47	1,31	1,50	1,35	0,88	0,93	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,88	12,89	13,42	13,40	13,47	11,92	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	3,31	3,59	4,80	7,12	7,18	6,73
FeO	8,10	8,54	8,72	10,20	5,97	5,42	5,81
MnO	0,21	0,22	0,25	0,24	0,16	0,17	0,20
MgO	7,85	7,88	7,60	7,02	5,22	5,37	3,69
CaO	12,47	12,19	11,14	10,96	3,81	6,56	5,20
Na <sub>2</sub> O	1,35	1,50	2,60	2,10	5,50	3,85	3,80
K <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,00	0,04	0,25	0,20	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,133	0,092	0,05	0,10	0,11	0,11	0,11
Ппп	4,70	3,27	3,47	—	2,30	3,78	2,66
Na	7400	10 000	19 000	18 000	38 000	23 000	26 000
K	130	220	770	400	3000	1700	2300
Li	4	5	3	3	1,9	2	2
Rb	0,4	0,2	1	0,5	6	7	6
Zr	70	90	100	70	90	100	80
V	180	240	250	300	200	170	340
Cr	220	520	210	130	46	32	42
Co	41	39	40	45	26	25	26
Ni	76	80	100	75	50	39	43
Sc	40	33	42	35	23	25	28
Cu	80	50	120	110	290	310	460

Приложение. 1, 2 — образцы 32, 26 — габбро-диабазы из низов базальтового покрова; 3, 4 — образцы 31, 018 — базальты из офиолитового покрова; 5 — 7 — образцы 47 — 49 — андезитобазальты островодужной серии.

кратовых габбро несколько увеличивается содержание натрия, калия и рубидия, т. е. последние плагиоклазы несколько раскисляются. Однако калий-рубидиевое отношение во всех габброидных породах неизменно остается высоким и почти постоянным.

Таким образом, если габброидная магма выплавляется из нижележащего гипербазита, то она недонасыщена кремнеземом, имеет троктолитовый состав, обогащена магнием, железом, кальцием и алюминием при очень низком содержании титана, циркония и щелочных элементов. Эта габброидная магма претерпевает кристаллизационную дифференцию, где главную роль играет гравитационное разделение оливина и основного плагиоклаза.

Обратимся теперь к анализам базальтовой части офиолитового разреза Восточного Папуа (табл. 3). Кроме анализов автора, здесь привлечены также литературные аналитические данные [4]. Химические анализы показывают, что базальты офиолитового разреза, несомненно, относятся к толеитовым высокоизвестковистым разновидностям с очень малым количеством щелочей и умеренной глиноземистостью.

Высокое содержание титана при низком содержании калия и высоком калий-рубидиевом отношении свидетельствует о том, что базальты офиолитового разреза относятся к специальному типу океанических толеитов. Этот вывод подтверждается и геохимическими данными. Для рассматриваемой группы базальтов характерно несколько повышенное содержание элементов группы железа — ванадия, хрома, никеля, кобальта — и очень низкое содержание рубидия.

Из вариационной диаграммы (см. рис. 2) видно, что базальтовые породы не продолжают вариационные тренды габброидов, а располагаются между их расходящимися ветвями, сосредоточиваясь в очень компактную группу, где точки содержаний кальция, глинозема и суммарного железа оказываются сближенными. Это очень важное обстоятельство указывает на то, что базальты по своему составу резко оторваны от габброидов, не имеют с ними ничего общего и химически никак не могут быть связаны с габброидной магмой. Резкий разрыв в составе габбро и базальтов можно увидеть и на особенностях распределения других элементов. Весьма резко отличаются базальты от габброидов по содержанию титана — очень низкого в габброидах и очень высокого в базальтах. Несколько менее контрастные отличия намечаются также в особенностях распределения лития, циркония, ванадия, хрома, никеля, меди. Таким образом, базальтовая часть офиолитового разреза Восточного Папуа оказывается резко оторвана от гипербазит-габбровой по составу, структуре и, видимо, по времени формирования.

Заметим, что в офиолитовых разрезах срединно-оceanических хребтов базальты, наоборот, по своему химическому составу сопоставимы с габброидами, являясь завершающим членом единого гипербазит-габброво-базальтового комплекса, а на петрохимических и геохимических диаграммах базальты находятся в проективных, комплементарных соотношениях с габброидами и гипербазитами. Здесь же, в офиолитовом разрезе Восточного Папуа, только гипербазиты и габбро химически взаимосвязаны; перекрывающие их базальты резко обособлены от габбро, хотя и относятся к типу океанических толеитов. В этом сказывается резкое отличие офиолитового разреза Восточного Папуа от офиолитовых разрезов срединно-оceanических хребтов. Отличие же этого разреза от офиолитовых комплексов континентальных подвижных поясов заключается в том, что в последних базальтовая часть обычно представлена известково-щелочными, а не океаническими базальтами, в разрезе же Восточного Папуа базальты, несомненно, относятся к группе океанических толеитов.

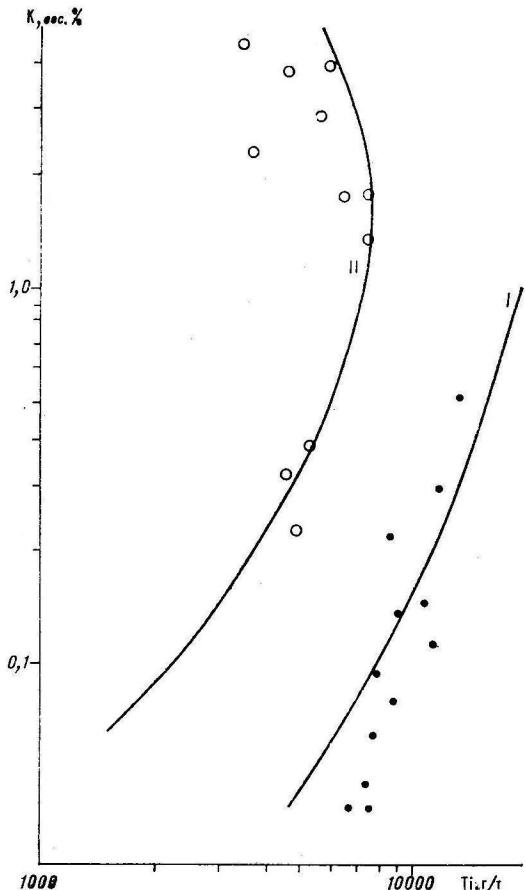


Рис. 3. Диаграмма К — Ti для базальтов Восточного Папуа. Точки — базальты офиолитового разреза, кружки — базальты островодужной ассоциации, I и II — тренды океанических и островодужных базальтов.

Рассмотрим другую группу позднекайнозойских базальтов и андезитов островодужного магматического цикла. Их магматические аппараты прорывают офиолитовый комплекс, многочисленные молодые вулканы формируют цепочки островов за береговой линией. Несколько их анализов приведены в табл. 3, кроме того, анализы островодужных вулканитов юго-восточной части Папуа Новой Гвинеи имеются в литературе [4].

Островодужные базальты и андезитобазальты относятся к известково-щелочной вулканической серии. Количество кальция в них низкое, а щелочей — существенно повышенено. По сравнению с океаническими толеитами в этих породах выше содержание щелочных элементов (калия, рубидия), но ниже — титана и группы элементов железа (хрома, кобальта, никеля), а количества меди намного выше. Автором нанесены результаты анализов толеитов офиолитового комплекса, базальтов и андезитобазальтов островодужной серии на некоторые геохимические диаграммы (рис. 3, 4). На по-

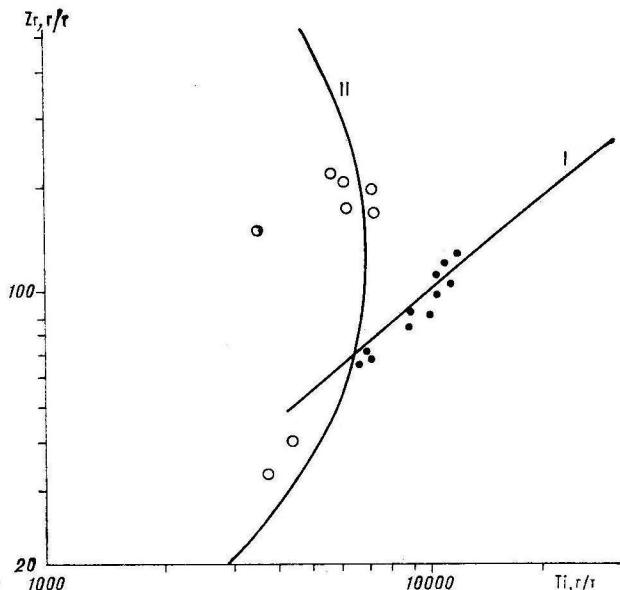


Рис. 4. Диаграмма Zr — Ti для базальтов Восточного Папуа. Обозн. те же, что к рис. 3.

следних показаны тренды океанических (I) и островодужных (II) базальтов. Эти тренды были определены в работе [1]. Точки базальтов Папуа Новой Гвинеи распределяются совершенно закономерно. Толеиты офиолитового разреза попадают на тренды океанических базальтов, а молодые базальты известково-щелочной серии — на тренды островодужных базальтов. Таким образом, видно, что группы базальтов, венчающих офиолитовый разрез, и другие более поздние вулканические образования новейшей островной дуги очень сильно отличаются по своему химическому составу.

Описанный офиолитовый комплекс Восточного Папуа является частью огромного офиолитового пояса, протягивающегося по всему западному краю Тихого океана. Отдельные его участки обнажаются на приокеанической окраине Филиппин, Японии и Камчатки. Так, в Японии сланцевые толщи Микабу и Самбагава оказываются надвинутыми по медианной тектонической зоне на сиалический гранитогнейсовый комплекс Рекэ. В составе метаморфизованного комплекса Самбагава имеется офиолитовый комплекс, сложенный серпентинитами, дунитами, гарпбургитами, слоистым габбро и метадиабазами.

Кристаллический фундамент приокеанической зоны Камчатки выходит на поверхность в районе Камчатского мыса. Позднемезозойские вулканогенно-кремнистые отложения африканской серии подстилаются офиолитовым гипербазит-габбро-диабазовым комплексом. Офиолиты представлены серпентинизированными дунитами, гарпбургитами, лерцолитами,

клинопироксенитами, троктолитами, меланократовыми оливиновыми габбро, габбро-норитами, лейкократовыми габбро и венчаются толщей меланократовых габбро-диабазов и диабазов. По результатам химических анализов [2] видно, что дуниты и гарпбургиты предельно обеднены литофильтральными элементами и имеют остаточную природу. Для габброидов характерны взаимосвязанное изменение в содержании магния, железа, кальция и алюминия и соответственно троктолитовый тип дифференциации. И наконец, диабазы и амфиболиты характеризуются повышенными содержаниями титана и по составу близки к океаническим толеитам.

Из вышеизложенного видно, что офиолитовый разрез Восточного Папуа Новой Гвинеи так же, как и другие разрезы гигантского офиолитового пояса западных окраин Тихого океана, характеризуется рядом особенностей. Гипербазит-габбровая часть разреза очень сильно дифференцирована, и все породы гипербазитов и габброидов оказываются химически взаимосвязанными. Дуниты предельно обеднены литофильтральными компонентами и являются остаточными породами после выплавления габбровой магмы. Последняя характеризуется особым составом, вообще не имеющим себе аналога среди вулканических пород. Это мagma, недонасыщенная кремнеземом, обедненная

щелочами, титаном, цирконием и обогащенная элементами группы железа. Для нее характерен троктолитовый тип дифференциации с гравитационным кумулятивным разделением одивина и основного плагиоклаза, с обособлением меланократовых и лейкократовых разностей. Базальтовая (или диабазовая) часть офиолитового разреза резко отличается по составу от нижележащей габбровой части. Мagma базальтов отличается высокой титанистостью, повышенным содержанием циркония, ванадия и низким содержанием калия. Это высокоизвестковистые океанические толеиты. Гораздо более поздняя островодужная вулканическая ассоциация, которая прорывает офиолитовые толщи, относится к известково-щелочной серии и имеет существенные химические отличия от нижележащих базальтов офиолитового разреза. Исследованный тип офиолитового разреза Папуа Новой Гвинеи весьма отличается, с одной стороны, от офиолитовых разрезов срединно-оceanических хребтов, с другой — от офиолитовых разрезов континентальных складчатых систем.

Автор выражает благодарность руководителям экспедиции академику А. В. Пейве и Н. А. Богданову за предоставленную возможность осмотреть и изучить офиолитовый комплекс Восточного Папуа Новой Гвинеи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Лугц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
2. Пополитов Э. И., Волынец О. Н. Геохимические особенности четвертичного магматизма Курило-Камчатской островной дуги.— М.: Наука, 1981.
3. Davis H. L. Peridotite-Gabbro-Basalt Complex in Eastern Papua.— Comm. Austral. Dept., Bureau of Min. Res. Geol. and Geophys. Bull., 1971, N 128.
4. Smith J. E. M. Volcanic evolution in Eastern Papua.— Tectonophysics, 1982, N 87.

ИФЗ АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
23 декабря 1984 г.

Э. Л. Школьник, Г. Н. Батурина

## О СТРОЕНИИ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ФОСФОРИТОВ ПОДВОДНЫХ ГОР МИД-ПАСИФИК, ТИХИЙ ОКЕАН

Дано описание и интерпретация результатов детального микроскопического изучения образцов фосфатоносных известняков с подводных гор Мид-Пасифик, собранных в 48-м рейсе НИС «Витязь». Предложен механизм фосфатизации карбонатных пород, действующий в обстановке преобладающей биогенной се-

Фосфориты на подводных горах Тихого океана впервые были обнаружены Е. Хамильтоном при проведении батиметрической съемки [9]. Впоследствии на подводных горах их находили многие другие океанографические экспедиции, а различные аспекты их состава описаны в ряде работ [1—6, 9]. Однако строение, петрографические особенности этих фосфоритов до сих пор изучены недостаточно. Так, подробное описание нескольких шлифов, выполненное В. З. Блисковским, приводится лишь в [7]. Между тем вопросы строения и генезиса фосфоритов с подводных гор во многом еще дискуссионны и для их обсуждения необходимы, в частности, достаточно представительные литологические характеристики. В связи с этим в рамках общей работы по изучению фосфатов дна океана нами выполнено детальное изучение серии образцов фосфоритов (фосфатоносных известняков) с подводных гор Мид-Пасифик. Материал собран одним из авторов в 48-м рейсе НИС «Витязь», проводившемся под руководством П. Л. Безрукова. Сведения о районе взятия проб и их химическом составе приведены в таблице.

диментации изолированных подводных гор и участков края шельфа во время диагенетических преобразований материала карбонатных построек — каркаса и осаждающегося в его порах (первоначальных) планктоно-генного материала.

Поднятые образцы (например, 6261-2А) представлены породой серого, участками белого или слегка желтоватого цвета, с неровной поверхностью, на глубину до 1—1,5 см кавернозной, неравномерно препарированной, вероятно, в результате подводного «выветривания» — избирательного растворения (рис. 1). Здесь видны выступающие трубы серпулид (до 0,2—0,3 см в диаметре), части скелета кораллов и других организмов. Глубже преобладает плотная, литоидная масса (рис. 2), в которой на сколах, срезах видны только отдельные фораминиферы.

Трубы серпулид, но чаще пространство между ними и другими органическими остатками заполнены в поверхностной зоне темновато-серым тонкозернистым материалом (см. рис. 1), в котором видны кристаллы желтых сульфидов и зеленовато-голубоватые обособления глауконита (?) размером в доли миллиметра. Материал заполнения в поверхностной зоне образца неплотный и легко разрушается иглой. Диаметр заполненных пор до 0,5—0,7 см, форма от круглой до неправильной. Ниже «зоны выветривания» они прослежива-

Место отбора и состав изученных образцов

Станция	Координаты	Глубина, м	Характер материала	Химический состав, %				
				P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	C <sub>org</sub>	Нерастворимый остаток
6261-2	32°16' с. ш., 172°49' в. д.	478—376	Плита фосфатизированного известняка	19,56—23,50	44,42	1,19	0,32	0,10
6261-2	32°16' с. ш., 172°52' в. д.	370	То же	11,68—17,17	51,66	0,35	0,25	0,16
6266	20°35' с. ш., 179°50' в. д.	1640—1660	Фосфатизированный известняк	19,30—27,48	49,92	0,49	0,15—0,32	1,08

ются на срезах в виде изгибающихся неровных полос, резко выделяющихся благодаря отчетливой темно-серой окраске (см. рис. 2) здесь уже плотного, существенно фосфатного, материала.

Детальное микроскопическое изучение позволило получить более полное представление об особенностях как породы каркаса, так и материала, заполняющего поровое пространство.

Преобладающий каркас — плотные, существенно органогенные известняки, неравномерно, участками диагенетически перекристаллизованные. В ряде образцов перекристаллизация захватывает и материал выполнения пор, который представлен преимущественно темно-серым (за счет распыленного органического вещества), неравномерно фосфатизированным фораминиферово-нанопланктонным известняком (рис. 3—5).

По соотношению, характеру составляющих их органических остатков и заполняющего пустоты материала известняки относятся к переходному типу от вакстона к пакстону, по классификации Данхема [8]. Часть органических компонентов (кораллы, трубы серпулид) безусловно находятся *in situ*. Более многочисленные фораминиферы преимущественно планктонные. Органические остатки иногда соприкасаются, но чаще погружены в разделяющий микрит. Характерная диагенетическая перекристаллизация проявляется в частичном уничтожении скелета органических остатков, имеющих местами неотчетливые границы (см. рис. 3), осветлении породы в целом, а также в перекристаллизации микрита в тонкозернистый агрегат, появлении характерных вторичных незаполненных пор. Перекристаллизованный известняк более светлый, лишен примеси органического вещества, имеет специфический «ватовидный» облик в проходящем свете. Вторичные поры размером до 0,5 мм в поперечнике занимают до 5% объема. Их стенки иногда выполнены игольчатыми кристаллами кальцита, реже ромбоэдрическими зернами доломита, иногда с образованием микрощеток.

Материал заполнения пор по своему строению также переходный от вакстона к пакстону, но с более тонкозернистым микритом по сравнению с микритом каркаса. Его окраска неравномерная, от почти черной или темно-коричневой, что обусловлено неравномерным распределением рассеянного органического вещества и, вероятно, тонких выделений сульфидов. Границы заполненных пор довольно резкие, но органические остатки каркасного известняка ими не пересекаются. Материал заполнения пор в результате весьма четко фиксирует поровую текстуру (см. рис. 3). Изредка по нему

интенсивно развиты гидроокислы железа и марганца. Внутри пор густота окраски может меняться довольно закономерно; неоднократно чередуются то более, то менее интенсивно окрашенные полосы. По краям обычны более густые тона. Соответственно окраске меняется и состав выполняющего материала — в более темных полосках видно больше фораминифер и меньше микрита (в таких полосах обычно более интенсивна и фосфатизация), в светлых, менее фосфатизированных участках меньше фораминифер и больше микрита.

Отчетливо проявлен раннедиагенетический характер фосфатизации. Более интенсивно замещается фосфатом микрит — в виде сплошной массы с редкими реликтами карбоната, реже фосфат выполняет внутренние полости фораминифер и стенки раковин. Больше карбоната сохраняется в полосках с меньшим количеством фораминифер.

Фосфат скрытозернистый, почти аморфный, при небольшом увеличении изотропный. Он буровато-грязного до темно-серого цвета, обычно по окраске не отличим от замещаемого карбоната. Признаков перекристаллизации карбоната на границе с выделениями фосфата не отмечается, не меняется и характер структуры, что может указывать на псевдоморфное замещение при низких температурах. Как в фосфате, так и в карбонате присутствуют выделения пирита, иногда идиоморфные, обычно окисленные, а также редкие — размером в доли миллиметра — неправильные обособления зеленоватого глауконита.

Фосфат довольно часто присутствует в каркасном известняке, обычно вокруг заполненных первичных пустот и на небольшом удалении от них.

С внешней стороны заполненных пор в каркасном известняке обычно присутствуют довольно тонкие (доли миллиметра), часто прерывистые полоски фосфата. Они располагаются обычно сразу у границы и, если диагенетическая перекристаллизация каркаса не достигает границы пор, состоят из зеленовато-бурового, желтоватого изотропного фосфата. Контуры полосок фосфата нечеткие, расплывчатые; присутствуют иногда реликтовые включения карбоната. Когда же каркас перекристаллизован полностью, вплоть до границы поры (см. рис. 3), фосфат ее также перекристаллизован в тонкозернистый агрегат, смешанный с карбонатом и отчетливо двупреломляющий. Характерны прожилковидные обособления тонкозернистого фосфато-карбонатного материала, различно ориентированные (вплоть до ортогональных) по отношению к границам пор. Вторичные поры в каркасном известняке таким фосфатно-карбонатным материалом не заполнены. В целом же в изученных образцах фос-

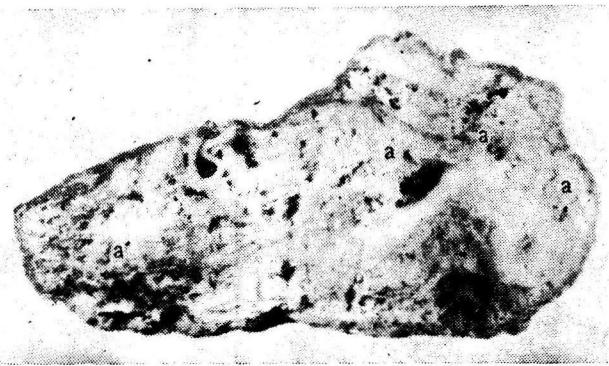


Рис. 1. Внешняя, «выветрелая» поверхность образца 6261-2А. Видны остатки серпулид и других организмов. а — участки максимального распространения заполненных темноватым материалом пор. Увел. 1,5.

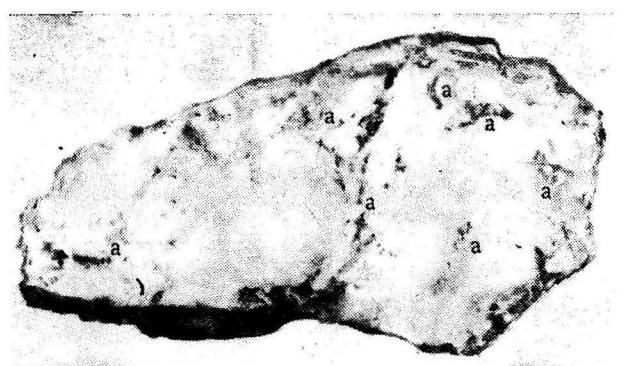


Рис. 2. Внутренний скол образца 6261-2А на 1,0—1,5 см от поверхности, показанной на рис. 1. а — плотный, литоидный известняк с порами, выполненными темным карбонатно-фосфатным материалом.

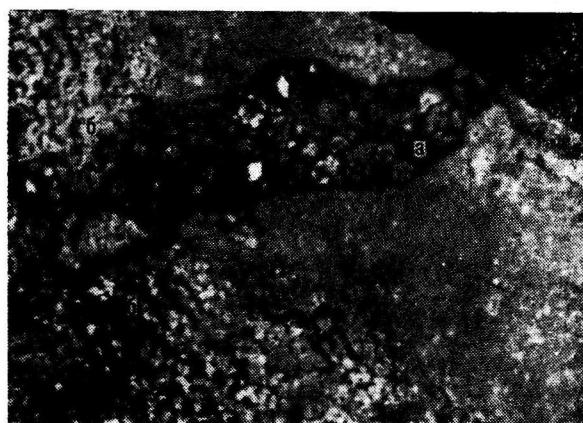


Рис. 3. Шлиф № 6261-2д. Пора (а) в сером плотном известняке, заполненная кокколит-фораминиферовым фосфатизированным илом. В левой части снимка (б) диагенетическая перекристаллизация захватывает как материал поры, так и известняк каркаса. Ник. +. Увел. 7,5.

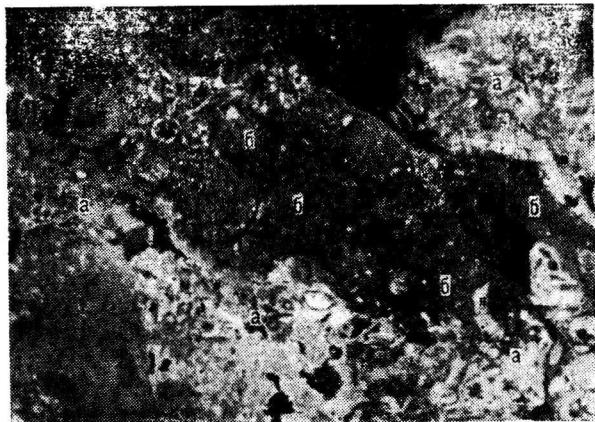


Рис. 4. Шлиф № 6261-1. Пора в известняке (а) с неоднократным выполнением темноватым фосфатизированным кокколит-фораминиферовым илом (б). Ник. ||. Увел. 7,5.

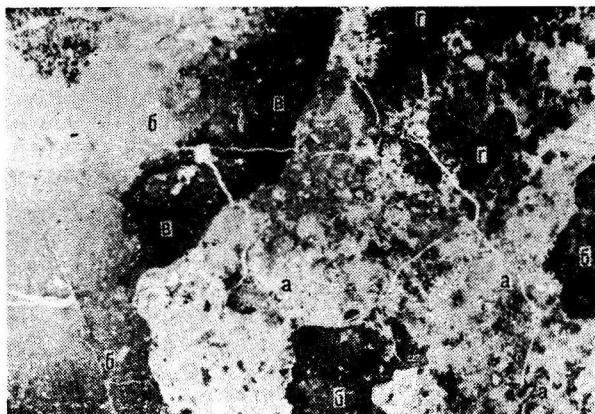


Рис. 5. Шлиф № 6266-Б. Сложной конфигурации пора, выполненная кокколит-фораминиферовым фосфатизированным илом (а) в плотном известняке (б), который вблизи поры участками сильно фосфатизирован (с). Широко развиты гидроокислы Fe и Mn (г). Ник. ||. Увел. 6.

фосфатизированных известняков фосфат распределен крайне неравномерно.

Важное значение имеет выяснение возраста каркасного известняка и материала, заполняющего поры, пустоты. Е. В. Красновым в образце 6261-2А установлено присутствие склерактиний, близких к *Stephanocoenia* и *Stylococenella*, вероятнее всего, позднемиоценового возраста. В материале заполнения пор в образцах 6261-2-В, 6261-2А С. П. Плетнев установил присутствие позднеплиоцен-современных планктонных фораминифер. Эти данные позволяют допускать, что процесс заполнения пор, каверн мог происходить значительно позже формирования известняков каркаса.

**Интерпретация наблюдений.** Выявленные характерные особенности изученных образцов фосфатизированных известняков подводных гор позволяют говорить о нескольких последовательных стадиях процесса их формирования.

На первой стадии, при положении поверхности гайота вблизи уровня океана, в миоцене формируется комплекс рифовых и околорифовых карбонатных отложений. В поднятых образцах представлены, вероятнее всего, фации зариевой области, возможно карбонатных куполов. О формировании их вне зоны воздействия штормовых волн, интенсивных приливных течений свидетельствуют отсутствие дентита кораллов, хорошая сохранность трубок серпулид, отсутствие сортировки, обилие мицрита. Характерная структура с развитой первичной пористостью также указывает на спокойные обстановки, отсутствие стрессовых условий для организмов. На первой стадии обильные пустоты и каверны в карбонатном материале в основном не заполнялись седиментационным материалом.

Большое значение для последующей фосфатизации уже в четвертичное время (?), вероятно, имели процессы диагенеза — общей литификации карбонатного материала до образования жесткого каркаса. При последующем погружении поверхности подводных гор и (или) поднятии уровня океана и, возможно, воздействии местного апвеллинга в условиях относительно низких широт над погруженными возвышенностями, по-видимому, происходило интенсивное формирование фораминиферо-кокколитового планктона. Каверны и пустоты в каркасе служили ловушками для опускающегося из фотической зоны материала. Заполнение пор, инфильтрация планктоногенного материала происходили, по-видимому, в несколько этапов с отличающимся составом заполняющего материала.

Заполнение свежим материалом пор и каверн, иногда довольно глубоких и частично сообщающихся между собой, завершалось распадом органического вещества при активном участии микроорганизмов. Это приводило к сульфат-редукции и образованию гидротроилита-пириита. Глауконит, вероятно, отвечает начальным этапам развития такого восстановительного диагенеза, слабое его развитие определяется отсутствием привноса терригенного и вулканогенного материала. Специфические геохимические обстановки в многочисленных, но, в общем, небольших участках каркасного известняка обусловливали фосфатизацию материала выполнения пор и частично карбоната стенок — осаждение фосфата в микропространстве и (в основном) замещение органогенного ила и частично стенок пор и прилегающих частей твердого каркаса.

Источник фосфора для этих процессов мог быть комбинированным, включая фосфор органического ила, поровых вод каркаса и, вероятно, придонной воды (поры и каверны, заполненные планктонным илом, контактировали, очевидно, с придонной водой). Осаджение фосфора приводило к снижению его концентрации, в результате чего возникал направленный из придонных слоев в илы пор диффузионный поток, прекращавшийся либо после завершения процесса распада мягких тканей остатков организмов, либо после закрытия пор. Судя по структуре заполняющего поры вещества, обе возможности реализовывались одновременно. Соответственно чем больше было органических компонентов в порах, тем интенсивнее протекали процессы фосфатизации, что, в общем, подтверждается петрографическим изучением. Геологически такой совокупный процесс мгновенен — вероятно, он происходит в течение нескольких лет.

Процесс диагенеза известняка каркаса, очевидно, продолжался и после стадии заполнения пор, в результате чего происходила перекристаллизация материала выполнения пор, в крайних случаях его разрушение; часто от него сохраняются только новообразованные фосфат-карбонатные агрегаты. Таким образом, происходит значительная перекристаллизация фосфата, сопровождающаяся миграцией фосфатного материала, формированием новых форм его обособления, иногда даже секущего характера. Отсутствие заполнения вторичных пор указывает на то, что либо известняки были перекрыты осадками, либо вновь образованные поры не сообщались и не имели выхода на поверхность дна.

В следующий этап происходило разрушение коренных выходов фосфатизированных известняков и образование осыпей из их обломков на склонах подводных гор. Вероятно, на этом этапе и происходило поверхностное «выветривание» с препарированием органических остатков и других структур путем избирательного растворения, окисление пирита и т. д.

Установленный механизм фосфатизации морских карбонатных отложений мог иметь место и в более отдаленном геологическом прошлом при формировании пористых, кавернозных карбонатных или других пород и последующем заполнении, пор и каверн планктоногенным илом на относительно небольших (до одного-двух километров) глубинах без привноса терригенного материала. Этот тезис находит подтверждение при изучении фосфатизированных базальтов, туфов подводных гор Тихого океана и Филиппинского моря. Каверны и пустоты в этих породах также заполнены кокколит-фораминиферовым илом с развитием неравномерной фосфатизации.

Рассмотренный механизм, по-видимому, действует лишь в участках бассейнов, характеризующихся резким преобладанием биогенной седиментации над терригенной. При этом как в современных, так и в древних морских бассейнах такие условия могли возникать не только на подводных горах центральных частей океанов или крупных морей, куда не доходит влияние потока терригенных осадков. Подоб-

ная фосфатизация может иметь место и в карбонатных фациях на краю шельфа (зона развития барьерных рифов), и во время трансгрессивных циклов эволюции эпиконтинентальных морей с карбонатной седиментацией и т. д., т. е. во всех случаях при изучении фосфатности карбонатных пород следует учитывать возможность проявления описанного механизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Батурина Г. Н. Фосфориты на дне океанов.— М.: Наука, 1978.
2. Батурина Г. Н., Дубинчук В. Т. Микроструктуры океанских фосфоритов.— М.: Наука, 1979.
3. Батурина Г. Н., Дубинчук В. Т. Сульфиды в фосфоритах с подводных гор Тихого океана.— Океанология, 1981, т. 21, вып. 2.
4. Батурина Г. Н., Коченов А. В., Дубинчук В. Т. Уран в фосфоритах с подводных гор Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 4.
5. Батурина Г. Н., Орешкин В. Н. Кадмий в фосфоритах с подводных гор Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1984, № 4.
6. Безруков П. Л., Андрушенко П. Ф. и др. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
7. Безруков П. Л., Батурина Г. Н., Блисковский В. З. Вещественный состав океанских фосфоритов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979.
8. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории.— М.: Недра, 1980.
9. Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains.— Mem. Geol. Soc. Am., 1956, v. 64.
10. Heezen B. C., Matthews J. L. e. a. Western Pacific guyots.— Init. Rep. DSDP. Leg. 20. Washington D. C., 1973.

ДВГУ, Владивосток  
ИО АН СССР, Москва

Поступила в редакцию  
25 марта 1985 г.

УДК 551.351.2(265.53)

*E. И. Арчиков, Л. Е. Степанова*

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗАХВАТА И РАЗНОСА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ЛЬДАМИ В ОХОТСКОМ МОРЕ

Рассматриваются пути попадания обломочного материала на лед и закономерности его разноса. Показывается, что механизм захвата и переноса обломков льдами зависит от географического положения района, геолого-геоморфологического строения побережья, гид-

родинамических условий и климатических параметров. В результате захвата льдами в береговой зоне значительного количества обломков создается дефицит наносов, и волновое воздействие на берег усиливается.

В дальневосточных морях грубые обломки залегают на больших глубинах и значительном удалении от берегов. Одни исследователи считают, что обломочный материал образуется здесь же, при размыве пород фундамента, другие предполагают его образование за счет разрушения цемента древних конгломератов, третьи источниками валунов и гальки считают подводные вулканы [2, 3—7], и, наконец, четвертые высказываются в пользу ледового разноса.

Льды способны транспортировать обломки широкого диапазона крупности. Кубический метр льда может перенести от 100 до 300 кг обломков горных пород. Основное количество обломочного материала захватывается льдами в береговой зоне. Оно прямо пропорционально площади контакта льда с берегом и дном [4—6, 10].

Если общие закономерности разноса грубообломочного материала по акватории морей и формирования ледовых осадков изучены с достаточной полнотой, то механизм захвата льдами обломков и региональные особенности транспортировки каменного материала исследованы слабо. Количественной оценки роли ледового разноса не производилось. Поэтому целесообразно рассматривать особенности захвата и разноса льдами каменного материала в Охотском море.

Особенности захвата обломочного материала с береговой зоны Охотского моря изучались авторами статьи с 1960 по 1983 гг. Некоторые закономерности распространения ледовых осадков установлены на основе анализа донных проб 15-го рейса НИС «Каллисто», любезно предоставленных д-ром геол.-мин. н. Б. И. Васильевым, за что авторы выражают ему признательность.

Для выявления ледового фактора в поступлении обломочного материала на морское дно анализировались данные о геологическом строении побережий, составе рыхлых аккумулятивных отложений. Изучалась ледовая обстановка береговой зоны. Для определения количества обломков в кубическом метре льда бурением отбирались пробы в Западно-Камчатском, Восточно-Сахалинском, Охотском и Шантарском районах. Общее количество захваченного льдами обломочного материала на километр береговой линии подсчитывалось с учетом ширины контакта льдов с пляжем и подводным склоном.

По подсчетам авторов, 45% побережья Охотского моря характеризуется абразионными процессами. Количество обломочного материала, поступающего в море за счет абразии, составляет около 110 млн. м<sup>3</sup>/год [1], что в три раза превышает величины твердого стока рек (табл. 1). Таким образом, за счет абразии берегов формируется большая часть обломочного материала, участвующего в ледовом разносе.

Льды Охотского моря однолетние. Они отличаются по времени существования, форме и механизму образования. В захвате и переносе обломочного материала большую роль играет не только припай, но и дрейфующие льды. Параметры припая зависят от очертания береговой линии и климатических условий. На мелководных участках берегов и в береговых углублениях складываются особенно благоприятные условия для формирования припая. Именно здесь осуществляется максимальный захват обломков льдами.

В северной части Охотского моря первый лед (забереги, шуга, склянка) появляется в октябре. Он образуется в некоторых закрытых бухтах моря, опресненных участках, а также

Таблица 1

## Районирование берегов Охотского моря по интенсивности захвата обломочного материала льдами

Название береговых районов	Типы берегов	Длина береговой линии, км	Среднее количество штормов за безледовый период	Количество обломочного материала, поступающего в море за год (по Арчикову и др., 1982 г.), $\times 1000 \text{ м}^3$	Количество абразионного материала, поступающего на километр берега, $\times 1000 \text{ м}^3$	Продолжительность ледового периода, мес.	Количество обломочного материала, захваченного льдами, $\times 1000 \text{ м}^3$	Способы захвата обломков льдами (см. литературу)
Западно-Камчатский Шелиховский	Аккумулятивно-абразионные Абразионно-аккумулятивные, бухтовые	780	55	3 375	4,1	4	70	3, 4
Магаданский Охотский	То же Абразионно-аккумулятивные	3300 1480	23 28	12 857 4 262	4,0 2,8	7 6, 7	640 210	1, 3, 4—6 1, 2, 4, 7
Шантарский	Абразионно-аккумулятивные, бухтовые	1020	24	3 366	3,3	7	165	1, 2, 4, 7, 8
Восточно-Сахалинский Южно-Курильский	Абразионно-аккумулятивные То же	2600 1800 940	23 40 210	8 560 12 083 3 465	3,3 6,5 3,6	8 8 2	430 241 Незначительное	1—6 1, 8, 4 1, 3
Всего 1756								

в местах подъема холодных глубинных вод. В ноябре появляется припай в вершинах Сахалинского залива и залива Академии. В ноябре — декабре быстрое льдообразование охватывает северо-западную часть моря, и в декабре же этот лед Сахалинским течением выносится на юг и юго-восток. На слабоизрезанных береговых участках западного Приохотья северные ветры оттесняют лед от берега, и здесь образуется обширная полынь чистой воды, которая лишь на юге закрывается молодыми льдами.

В мае освобождается восточная часть моря. В этот период значительно увеличивается повторяемость южных ветров, льды сдвигаются в сторону северного берега моря. В первой и второй декадах июня льды еще находятся у северного берега, но в третьей декаде количество их значительно уменьшается. В районе Шантарских островов в некоторые годы лед может задержаться до августа месяца.

Таким образом, из-за различий ледовой обстановки в береговых зонах Охотского моря особо благоприятные условия для захвата льдом обломочного материала складываются в заливе Шелихова, в районе Шантарских островов и Восточного Сахалина.

Полевые исследования показали, что поступление обломочного материала на лед в береговой зоне Охотского моря осуществляется следующими способами: 1) сносом каменного материала с береговых уступов зимними и весенними склоновыми процессами (осыпание, микроавалы, солифлюкция, термоденудации и

т. д.); 2) выносом обломков талыми водами временных и постоянных водотоков; 3) эоловым переносом мелкообломочного материала; 4) послойным вмерзанием обломков в днище льдин в результате приливов и отливов; 5) выжиманием грунтов со дна торосирующимися льдинами; 6) сгребанием осадков на мелководье в валы; 7) подъемом обломочного материала со дна донными льдами, вслывающими на поверхность; 8) забрасыванием обломков на узкий припай во время зимних штормов [8].

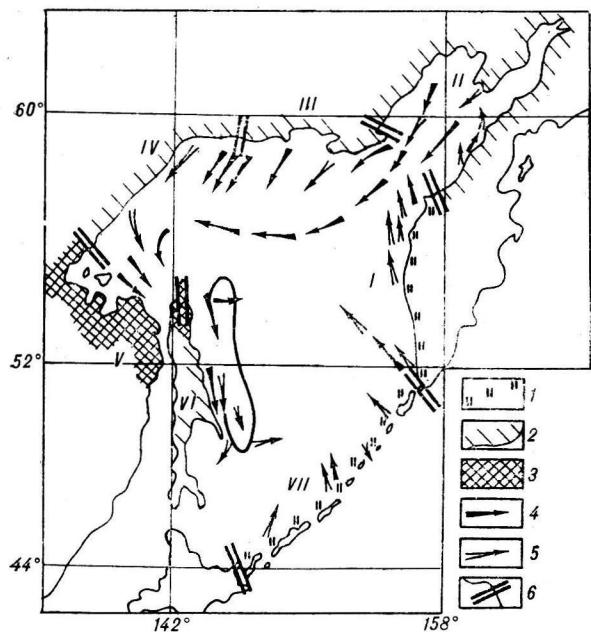
Различия способов захвата обломков льдами позволяют выделить в Охотском море следующие береговые районы: Западно-Камчатский, Шелиховский, Магаданский, Охотско-Аянский, Шантарский, Восточно-Сахалинский и Курильский (см. рисунок).

На примере Охинско-Эхабинского берегового участка Восточно-Сахалинского района рассмотрим количественное соотношение между абразией и ледовым захватом обломочного материала с пляжа и верхней части подводного склона.

Северо-восточные берега о. Сахалин сложены рыхлыми слабоцементированными толщами нутовской свиты неогена, которые легко разрушаются под действием волн. Береговая линия отступает со скоростью 1,5 м/год. Средняя высота береговых уступов равна 10 м. Следовательно, с погонного километра берега ежегодно сносится  $(1,5 \text{ м} \times 10 \text{ м} \times 1000 \text{ м}) = 15000 \text{ м}^3$  обломков. Среднее количество каменного материала, захваченного льдами, составляет 27,5 %

Таблица 2

Содержание обломочного материала, захваченного припаем (по результатам зимних наблюдений 1983 г.)



Разнос обломочного материала льдами в Охотском море, по А. П. Лисицыну [4], с дополнениями.

1—3 — продолжительность ледовой экспозиции, мес.: 1 — менее четырех, 2 — от четырех до восьми, 3 — более восьми; 4, 5 — пути переноса обломочного материала льдами: 4 — главные, 5 — второстепенные; 6 — границы береговых районов: I — Западно-Камчатского, II — Шелиховского, III — Магаданского; IV — Охотско-Аянского, V — Шантарского, VI — Восточно-Сахалинского, VII — Курильского.

(табл. 2). Ширина соприкосновения льда с дном равна ~10 м. При толщине льда, равной 0,2 м, на километр береговой линии льдами захватывается

$$\frac{0,2 \text{ м} \cdot 10 \text{ м} \cdot 1000 \text{ м}}{100} = 27,5 = 550 \text{ м}^3$$

обломков, что составляет 18% обломочного материала, возникающего в течение года в процессе абразии. Наибольшее количество обломков захватывается путем послойного вмерзания осадков в днище льдин во время приливов и отливов и в результате сноса каменного материала на лед с береговых уступов. Так, отдельные пробы Охинско-Эхабинского участка Северо-Восточного Сахалина содержали до 50% обломков от веса пробы.

Известно, что интенсивность размыва берегов зависит от количества обломочного материала в прибрежной зоне. Чем меньше его, тем больше освобождается энергии волн на абразию берега. Поскольку на Охинско-Эхабинском участке льдами изымается почти пятая часть обломочного материала, то ледовый захват, безусловно, усиливает волновой размыв. Так осуществляется непосредственная

№ п/п	Общий вес пробы льда, г	Вес обломочного материала, г	Содержание обломочного материала в пробе, %	Расстояние точки наблюдения от берега, м	Среднее содержание обломочного материала по пунктам, %
-------	-------------------------	------------------------------	---	--	--

Залив Анива (Восточно-Сахалинский район)

1	62,65	14,63	23,4	5	
2	52,08	0,01	0,02	10	
3	71,05	0,01	0,02	25	
4	106,6	8,18	7,7	5	
5	65,79	0,01	0,02	40	
6	36,14	0,01	0,03	25	
7	56,93	0,01	0,02	25	
8	92,75	1,19	1,3	10	
9	82,00	2,09	2,5	15	4

Пос. Стародубское (Восточно-Сахалинский район)

10	46,00	3,30	7,2	5	
11	50,34	0,02	0,02	20	
12	51,38	0,01	0,02	25	
13	54,37	14,60	26,9	5	
14	46,72	0,02	0,04	20	
15	42,75	0,02	0,05	25	
16	58,82	11,63	19,8	5	
17	56,52	1,60	2,8	20	
18	42,59	2,42	5,7	40	7,8

Охинско-Эхабинский район (Восточно-Сахалинский район)

19	74,25	27,69	37,3	10	
20	47,68	1,47	3,00	25	
21	73,20	20,12	27,5	15	
22	68,95	26,22	38,0	5	
23	66,78	23,85	35,7	10	
24	54,05	5,65	10,5	15	
25	101,03	75,53	74,3	5	
26	45,05	14,51	32,2	10	
27	50,53	0,02	0,04	25	
28	60,80 *	3,71	6,11	10	
29	73,94 *	34,51	46,7	5	
30	67,92 *	14,57	21,5	10	
31	124,45 *	64,97	52,2	20	
32	46,80 *	0,07	0,15	30	27,5

Бухта Нагаево (Магаданский район)

33	27,88	0,01	0,04	20	
34	114,65	0,07	0,10	5	
35	83,32	0,02	0,10	15	
36	64,80	0,02	0,03	10	
37	108,80	0,01	0,01	15	0,3

Пос. Ванино (Приморье)

38	24,25	0,12	0,5	10	
39	36,10	0,02	0,06	15	

Мыс Лазарева (Татарский пролив)

40	64,20	0,16	0,25	15	
41	166,17	0,05	0,03	10	
42	45,85	0,02	0,04	15	
43	112,25	0,02	0,02	10	
44	41,41	0,01	0,03	10	
45	24,17	0,01	0,04	10	0,08

Мыс Погиби (Сахалин), мыс. Лазарева

46	806,42 **	481	0,6	20	
47	57 876 **	1162	2,1	420	1,3

\* Пробы отобраны И. С. Майоровым.

\*\* Пробы отобраны и обработаны Ю. И. Кононовым.

связь между абразионной деятельностью волн и ледовым захватом обломков с береговой зоны.

Шелиховский и Западно-Камчатский береговые районы по интенсивности абразионных процессов идентичны. Оценочно в результате абразии на погонный километр берега здесь поступает в море 8,8—9,7 тыс. м<sup>3</sup> обломков в год (см. табл. 1). В среднем годовое количество штормов в Шелиховском районе 23, а в Западно-Камчатском 55. Кроме того, ледовая обстановка в Шелиховском районе в полтора раза больше, чем на Западной Камчатке. Такая ситуация требует поиска другого механизма разрушения берегов, чем волнение. Им может являться только ледовый захват обломков и берега, приводящий к усилению волнового воздействия на берег в штормовой период.

В Шелиховском береговом районе наибольшая амплитуда прилива достигает 12,9 м, а скорости приливно-отливных течений, проходящих вдоль оси Пенжинской губы,— 2 м/с. Осадки здесь представлены в основном галечниками, но в вершинах заливов и на осушающихся участках имеют алевритопелитовую размерность и насыщены органическим веществом. В отлив льды садятся на грунт, и обломки примерзают к днищу льдин, в прилив — поднимаются со дна. Повторение этого процесса приводит к послойному захвату обломочного материала нижней частью льда. Попадание его на лед в Шелиховском районе осуществляется и другими путями, но основные из них связаны с действием приливно-отливного колебания уровня моря и с течениями. По мнению авторов, залив Шелихова относится к району интенсивного ледового выноса обломочного материала в море.

Слабое разрушение берегов в Магаданском районе обусловлено тем, что льды здесь часто «отжимаются» от берега северо-западными ветрами. Однако из-за изрезанности береговой линии в вершинах заливов образуется постоянный припай. Под действием приливов и отливов лед садится на грунт. При этом алевритопелитовые и даже гравийно-галечные осадки примерзают к основанию льдин. У мысов обломки падают на лед с клифов и транспортируются в море. Зимние штормы способствуют забрасыванию обломков на лед во время сильного волнения. Несмотря на это, общее количество обломочного материала, захватываемое и выносимое в море льдами, уменьшенное.

В Охотско-Аянском и Шантарском районах за год на погонный километр берега за счет абразии в море поступает по 3,3 тыс. м<sup>3</sup> обломков. Но в Шантарском море ледовая обстановка длится восемь, а в Охотском семь мес. Кроме того, в Шантарском районе, как и в

Шелиховском заливе, значительную роль играют приливно-отливные процессы, способствующие ледовому захвату обломков со дна.

Анивский участок имеет сравнительно простую береговую линию. Осадки здесь хорошо дифференцированы. Обломочный материал захватывается льдами разными способами. Вдоль берегов Охотского моря от широты о. Ионы на север располагается зона апвеллинга, где наблюдаются аномально холодные водные массы. Здесь всплывают на поверхность донные льды, захватывая при этом обломочный материал со дна. Другой способ ледового захвата обломков связан с тем, что северо-западными ветрами льды отжимаются в сторону моря, образуя полыни. Во время зимних штормов крутые волны взмучивают и забрасывают каменный материал на припай.

В Курильском береговом районе льды держатся всего три-четыре мес. Они здесь характеризуются высокой подвижностью и торошением у наветренных берегов. Осадки подводного склона имеют высокую степень механической сортировки. Пляжи сложены галькой и валунами, на отдельных островах песками эолового происхождения. Кроме того, обломочный материал поступает с высоких клифов. Тем не менее из-за того, что ледовая обстановка Курильского района непродолжительна, количество захватываемого и переносимого льдами материала невелико.

Драгирование фундамента и донных осадков с НИС «Каллисто» (15-й рейс) проводилось во впадине Дерюгина, в банках Кашеварова и Ионы, Южно-Охотской котловине, на возвышенности ИО АН СССР и на других участках. Авторами проанализированы 45 проб. Все они содержат окатанную гальку, гравий и валуны. Даже если драга полностью была заполнена илами, то и в этом случае встречались единичные гальки и валуны. Во всех пробах размеры обломков варьируют, составляя в среднем 22—23 мм. При этом некоторые морфометрические показатели обломочного материала дна Охотского моря и береговых аккумулятивных форм идентичны (табл. 3). Все это свидетельствует в пользу ледового разноса обломков.

Некоторые исследователи оспаривают возможность этого явления [5], утверждая, что ледовые осадки должны рассеяться по дну моря равномерно, а драгирование же показывает неравномерное залегание грубых осадков. Следует заметить, что льды двигаются по определенным траекториям [4, 5] (см. рисунок). Кроме того, условия ледового захвата обломочного материала в береговых зонах различны (см. табл. 1). Обломки, разгруженные со льдов, оседают в различной обстановке. В одних случаях грубые осадки полностью перекрываются илами, в других — накапливаются без захоро-

Таблица 3

## Значения некоторых морфологических показателей грубообломочного материала дна и пляжей Охотского моря

Номера полигонов 15-го рейса «Каллисто» и проб	Район работ	Всего проанализировано проб	Количество измерений морфометрических показателей	Средние размеры обломков, мм	Средний коэффициент сортировки ( $S_0$ )	Средний коэффициент уплотнения ( $K_y$ )
I, К79-100	Владина Дерюгина, банки Ка-шеварова и Ионы	22	2 200	22	1,4	2,4
II, К66-76, К 102-105	Северный склон Южно-Охотской котловины, возвышенность Института океанологии АН СССР	15	15 000	23	1,4	2,3
III, К 57-64	Южно-Охотская котловина	8	8 000	23	1,3	2,2
—	Тунгусская коса (Охотск)	—	2 000	25	1,5	2,1
—	Большерецкая коса (Западная Камчатка)	—	3 000	20	1,5	2,3

нения. Следовательно, ледовые осадки по дну равномерно залегать не могут.

Другим доводом, приводимым при критике гипотезы ледового разноса, является то, что драгами помимо окатанных обломков поднимаются и неокатанные, причем в некоторых пробах они однотипны. В качестве примера можно сослаться на драгирование горы Безрукова, где были подняты неогеновые окатанные и угловатые обломки одинакового состава. В этом случае ледовое происхождение окатанных обломков исключается, так как в неогене условий для ледового разноса не было. Но и в этих пробах имелись единичные обломки экзотического для данного участка состава. Они могли быть принесены только льдами.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Захват обломочного материала льдами с береговой зоны Охотского моря осуществляется восемью способами, из которых вмэрзание

обломков в днище льдин в результате приливов и отливов является основным.

2. Берега Охотского моря по механизму захвата обломков льдами подразделяются на семь районов. Шелиховский и Шантарский районы характеризуются наибольшим разнообразием способов захвата обломочного материала.

3. Волновая абразия берегов прямо пропорциональна количеству захваченного льдами обломочного материала. Захват обломков льдами усиливает абразию берегов в безледовый период.

4. Анализ количества абразионного материала, твердого стока рек и количества обломков, захваченных льдами, показывает, что роль припайного льда в динамике берегов значительна. Разнос обломков льдами по акватории моря вполне сравним с другими факторами формирования донных осадков.

## ЛИТЕРАТУРА

- Арчиков Е. И., Бровко П. Ф. и др. Абразионный фактор поступления осадочного материала в Охотском море.— В кн.: Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
- Берсенев И. И. О некоторых вопросах геологии дна Японского моря.— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
- Берсенев И. И., Берсенев Ю. И. и др. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
- Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Осадконакопление в океанах.— М.: Наука, 1974.
- Лисицын А. П., Чернышева В. И. Грубообломочный материал в осадках северной части Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. Осадконакопление в Тихом океане. М.: Наука, 1970.
- Пущин И. К. О ледовом разносе в Японском море.— В кн.: Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970.
- Степанова Л. Е. Роль прибрежных льдов в формировании донных осадков Охотского моря.— Тез. докл. I Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
- Степанова А. И. Исследование условий соревнования и режима стока напосов рек бассейна Тихого океана: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1971.
- Чуваординский В. Т. О роли припайных льдов в образовании валунных отложений на примере Кандалакшского залива Белого моря.— В кн.: Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1974.

*B. C. Приходько, Н. В. Бердников, Ю. А. Михалев*

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Проведено комплексное (геохимия редкоземельных элементов, стронциевая изотопия и термобарогеохимия) изучение верхнеюрских — нижнемеловых, неоген-четвертичных щелочных базальтов и меймечитов Сихотэ-Алинской складчатой области. Глубинный источник молодых базальтов отвечает слабодифференци-

рованной мантии. Содержание  $\text{CO}_2$  в нем составляет ~ 0,2, а  $\text{H}_2\text{O}$  0,02%. Источник древних базальтов соответствует истощенной мантии, причем в период, непосредственно предшествующий вулканической деятельности, он был обогащен щелочными элементами и флюидами.

Щелочные базальтоиды и содержащиеся в них ксенолиты ультраосновных пород несут определенную информацию о составе и строении глубинных горизонтов складчатых областей. При этом сами щелочные базальтоиды характеризуют области магмообразования, а ксенолиты являются фрагментами кровли магматических очагов и геологических образований, прорываемых магмой при движении к поверхности. Ранее авторами этой статьи на основе комплексного изучения ксенолитов и мегакристаллов минералов из разновозрастных щелочных базальтоидов и меймечитов была предложена петрологическая модель современной литосфера северного Сихотэ-Алиня до глубин около 60 км и показано пространственное положение определенных групп глубинных пород в разрезе для позднеюрского и неоген-четвертичного времени [10].

В настоящей статье на примере верхнеюрских — нижнемеловых и неоген-четвертичных щелочных базальтоидов, а также меймечитов изучены некоторые особенности глубинного магматизма (природа магматических источников, количество, состав летучих и др.) двух значительных вех в геологическом развитии зоны сочленения Евроазиатского материка и Тихого океана. Постановка этих вопросов стала возможной благодаря применению современных высокинформативных методов исследования, таких как геохимия редкоземельных элементов, стронциевая изотопия и термобарогеохимия.

### ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исходным материалом для исследования послужили образцы верхнеюрских — нижнемеловых, неоген-четвертичных щелочных базальтоидов с ультраосновными ксенолитами и мегакристаллами минералов, а также субвулканические ультраосновные породы. Местоположение образцов, их минералого-петрографическая и петрохимическая характеристики приведены в [10].

Определение содержания РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Tm, Yb, Lu) проводилось с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа. Пробы весом 200 мг вместе с эталонами облучались в атомном реакторе типа ВВ-С ИЯИ АН СССР (г. Гатчина) в потоке нейtronов плотностью  $10^{14}$ — $10^{13}$  нейтр./( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). Облученные пробы анализировались с помощью Ge-Li-детектора. Содержания РЗЭ нормированы по хондриту [16].

Измерения содержаний Rb и Sr проводили с помощью гамма-флуоресцентного анализа, а изотопного состава стронция — на масс-спектрометре МИ-1201 в Лаборатории магматической тектоники ИТиГ ДВНЦ АН СССР. Регистрация ионных токов осуществлялась с помощью приставки регистрации масс (ПРМ-1). Во время измерения серий образцов проведены анализы эталона «Карбонат-70», где величина нормализованного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  была равна  $0,7093 \pm 0,0004$  (по 3 измерениям).

В настоящее время данные о составе и со-

Таблица 1

Содержание редкоземельных элементов в основных и ультраосновных эфузивах Сихотэ-Алиня

№ п/п	Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
1	Пр 5г	3,9	—	—	2,85	1,61	—	0,81	0,26		
2	Пр 5е	12,72	39,65	21,06	4,98	1,67	2,73	0,80	0,31	1,27	0,30
3	Пр 5ж	7,16	19,38	—	2,73	1,39	—	0,84	0,28		
4	Пр 49а	10,87	26,36		4,51	1,62	—	0,89	0,36		
5	Пр 50а	11,69	41,61		4,61	1,57	—	0,78	0,46		
6	Пр 33а	13,25	36,12		6,67	1,79	—	0,98	0,33	1,81	
7	51 а/7	157,94	340,3		29,05	2,09	—	0,96	0,65	2,12	
8	51 д/3	248,04	519,88		43,48	2,15	—	1,05	0,74	2,93	
9	57 в/8	135,15	284,54		23,99	1,85	—	1,04	0,58	3,06	
10	A-4	150,04	394,75		31,68	2,53	—	—	0,60	—	
11	A-1	93,28	174,66		20,12	2,18	—	0,78	0,54	1,47	
12	A-2	36,84	86,10		9,02	1,80	—	0,95	0,32	—	
13	A-3	42,4	91,02		10,58	1,80	—	0,89	0,39	2,17	

Приимечание. Пр 5г, 5е, 5ж — меймечиты (р. Катэн), 33а, 49а, 50а — меймечиты (р. Анюй), 51 а/7, 51 д/3, 57 в/8, А-4 — юрские эфузивы, А-1, А-2, А-3 — неоген-четвертичные щелочные базальтоиды.

стоянии летучих компонентов магм получают с помощью ряда методов. Для решения поставленной задачи достаточно надежным является, по мнению авторов, изучение флюидных включений в минералах. Этот метод позволяет установить состав многих газов и быть при этом уверенным в сингенетичности флюида и породы, а также проследить эволюцию реального флюида с момента появления первых минеральных фаз до полной раскристаллизации расплава.

Авторами исследованы включения в мегакристаллах клинопироксена, плагиоклаза и шпинели из неоген-четвертичных и амфибола из верхнеюрских — нижнемеловых щелочных базальтов. Эти минералы являются наиболее ранними фазами, кристаллизующимися из базальтидных расплавов на больших глубинах. Они служат своеобразными «консервантами» флюида вначале кристаллизации (первичные включения), в процессе подъема и эволюции магматического расплава (первоначально-вторичные включения), а также в период постмагматических изменений пород (вторичные включения).

Для криометрических исследований использовались криокамеры Л. Ш. Базарова [1] для прямого микроскопа Ergaval, В. А. Симонова (ИГиГ СО АН СССР) для инвертированного микроскопа Neophot с конструктивными изменениями, внесенными авторами статьи, и микрокриокамера авторской конструкции для микроскопа Nu-2. Замеры гомогенизации расплавных включений в минералах щелочных базальтов проводились на термокамере с силиловым нагревателем в Лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ СО АН СССР С. В. Ковязиным.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Результаты определения концентраций РЭЭ приведены в табл. 1, а типы их фракционирования показаны на рис. 1.

Средние отношения нормализованных концентраций лантана к иттербию в верхнеюрских — нижнемеловых щелочных базальтоидах равны 37,6, а в неоген-четвертичных разностях — 28,4. Это свидетельствует о резком обогащении рассматриваемых пород легкими лантаноидами по отношению к тяжелым, что в общем характерно для щелочных пород. Содержание La и Ce в юрских базальтоидах практически в 3, а Yb в 1,5 раза выше концентрации этих элементов в молодых эфузивах; соответственно отношение нормализованных концентраций  $(La/Yb)_n$  равно двум.

Все образцы ультраосновных субвуликанических пород имеют низкую сумму РЭЭ. Для них характерно большое значение суммы легких лантаноидов по отношению к средним и тяжелым. Отношение нормализованных значений лантана к иттербию равно 5,7, а церия к иттербию — 6,3. Этим они существенно отличаются от архейских коматитов, представителей толеитового ряда вулканических ультраосновных пород. В последних, как правило, сумма содержаний легких лантаноидов меньше, чем средних или тяжелых, при отношении Ce/Yb в пределах 0,3—1,0 [14]. При этом абсолютные концентрации тяжелых лантаноидов в меймечитах и коматитах близки, а основное различие заключается в содержаниях легких РЭЭ.

Используя современные представления о механизмах формирования магматических масс и

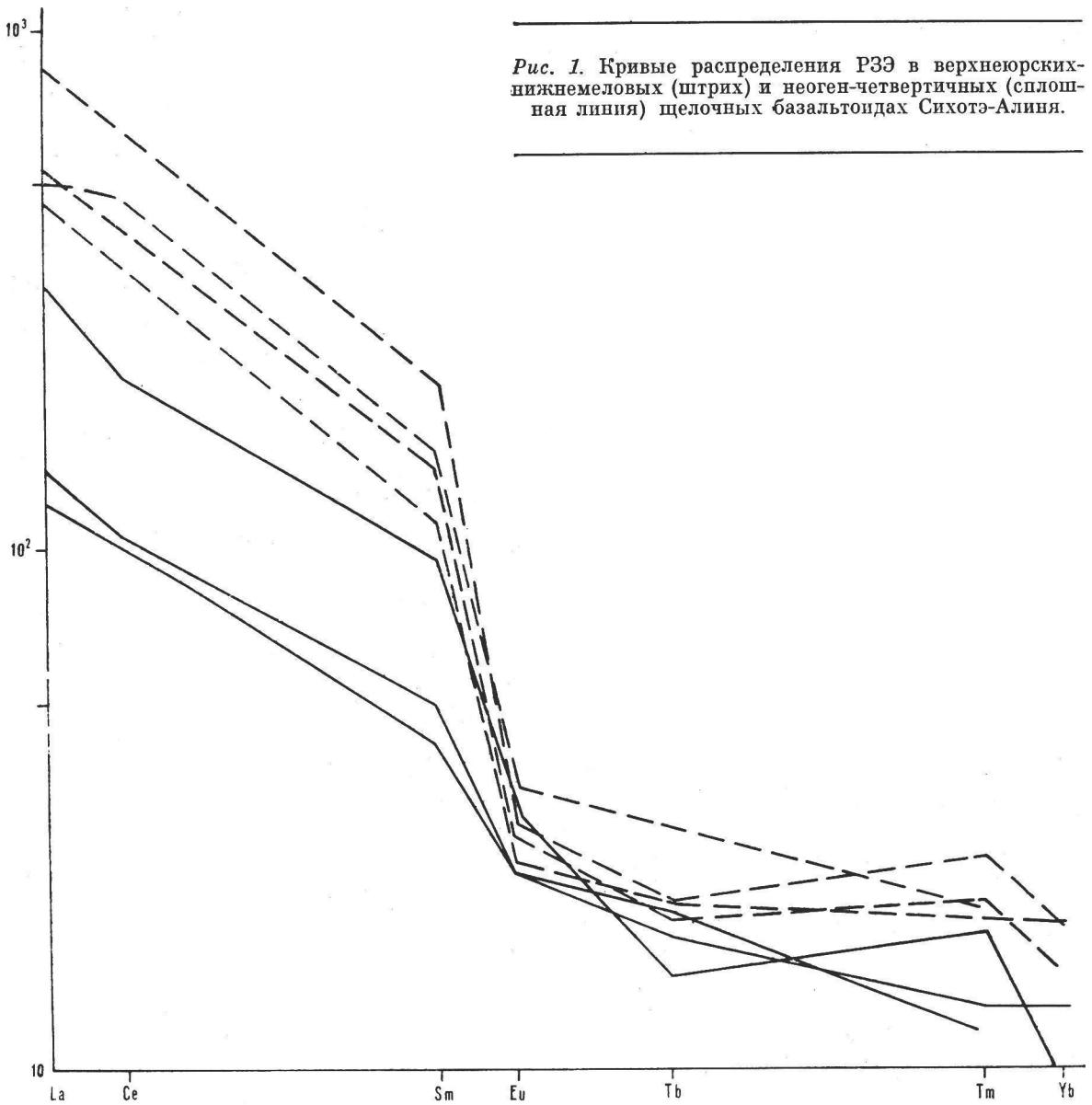


Рис. 1. Кривые распределения РЗЭ в верхнеюрских-нижнемеловых (штрих) и неоген-четвертичных (сплошная линия) щелочных базальтоидах Сихотэ-Алиня.

эмпирические данные по коэффициентам распределения элементов между твердыми и жидкими фазами, авторы попытались оценить геохимические параметры глубинного вещества, из которого формировались основные и ультраосновные расплавы Сихотэ-Алинской складчатой области.

Простые модели частичного плавления полиминерального мантийного субстрата базируются на допущении: образующаяся магматическая жидкость находится в химическом равновесии с твердым остатком некоторое время, пока в результате изменения тектонофизических условий не происходит ее удаление из камеры.

Уравнение, описывающее поведение малых элементов в процессах частичного плавления

[17], имеет вид

$$\frac{C^*}{C^0} = \frac{1}{D_0 + F(1 - D_0)}, \quad (1)$$

где  $F$  — степень плавления,  $C^0$  — концентрация элемента в исходном веществе,  $C^*$  — концентрация элемента в магме,  $D_0$  — общий коэффициент распределения, который рассчитывается исходя из весовых количеств каждого минерала и частных коэффициентов распределения. В первом приближении можно полагать, что коэффициенты распределения редкоземельных элементов при  $T$ - $P$ -параметрах, отвечающих областям генерации основных и ультраосновных магм, остаются постоянными.

Учитывая данные петрологического изучения глубинных ксенолитов и магматических пород,

Таблица 2

## Расчетные геохимические характеристики магмообразующих субстратов

Продукт магматизма	Степень плавления, %	$Rb \cdot 10^{-6} \text{г/г}$	$Sr \cdot 10^{-6} \text{г/г}$	$Ce \cdot 10^{-6} \text{г/г}$	$Sm \cdot 10^{-6} \text{г/г}$	$Eu \cdot 10^{-6} \text{г/г}$	$Yb \cdot 10^{-6} \text{г/г}$
Меймечиты	40	3,21	12,5	13,3	1,83	0,68	0,83
	50	4	15,15	16,5	2,26	0,83	0,95
	70	5,57	21,1	22,95	3,10	1,13	1,18
Юрские базальты	3	2,5	61,5	19,8	4,0	0,21	0,77
	5	3,59	80,17	27,36	4,90	0,25	0,84
	7	5,55	98,75	34,8	5,8	0,29	0,85
Неоген-четвертичные базальты	2	0,97	24,5	3,72	0,66	0,11	0,31
	3	1,29	32,63	4,88	0,79	0,13	0,32
	5	1,93	48,9	7,2	1,05	0,17	0,34

рассмотрим два модельных состава вещества источников магматических расплавов: а) для верхнеюрских — нижнемеловых базальтоидов: оливин 60, ортопироксен 25, клинопироксен 10, амфибол 5%; б) для меймечитов и неоген-четвертичных щелочных базальтоидов: оливин 60, ортопироксен 25, клинопироксен 10, гранат 5%.

Для расчетов используем частные коэффициенты распределения, взятые из [7].

Субстрат	Коэффициент распределения, $D_b$					
	Rb	Sr	Ce	Sm	Eu	Vb
a	0,016	0,035	0,022	0,056	0,069	0,264
b	0,010	0,010	0,012	0,031	0,040	0,242

В табл. 2 приводятся вычисленные геохимические характеристики магмообразующих субстратов.

Конечно, предложенные модели и сам механизм плавления являются лишь определенным приближением к реальной ситуации. Однако они могут быть использованы при относительном сопоставлении геохимических характеристик глубинного вещества.

Представленная на рис. 2 расчетная кривая концентраций редкоземельных элементов в субстрате, из которого формировались неоген-четвертичные базальты, в целом близка кривой валовых концентраций РЗЭ в гранатовых лерцолитах из трубки «Мир» [5]. Последние в какой-то мере характеризуют глубинное вещество фации гранатовых перидотитов, в пределах которой формировались и формируются большинство основных и ультраосновных магм.

Иная картина установлена для расчетных кривых распределения лантаноидов, характеризующих магмообразующее вещество верхнеюрско-нижнемеловых щелочных базальтоидов и меймечитов. Субстрат, из которого они формировались, обогащен легкими и (частично) средними лантаноидами, что не свойственно модельным составам, которые обычно исполь-

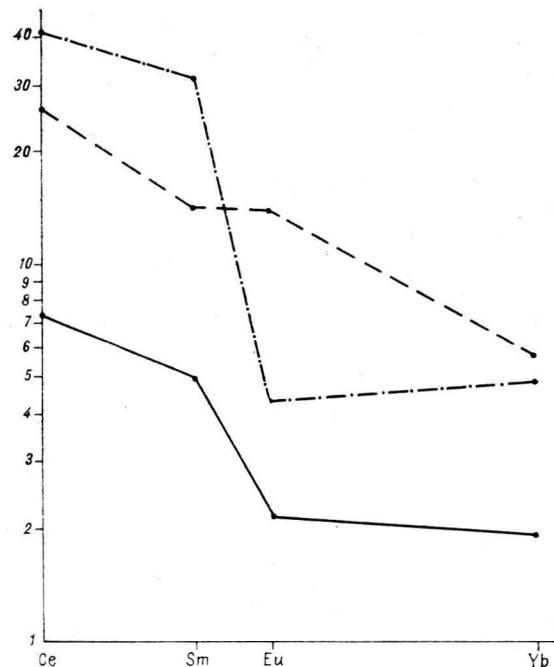


Рис. 2. Расчетные кривые содержаний РЗЭ в магмообразующих субстратах для неоген-четвертичных базальтов (сплошная линия), меймечитов (штрих) и верхнеюрских — нижнемеловых (штрих-пунктир) базальтов Сихотэ-Алиня.

зуются при геохимических построениях. Вероятнее всего, в этом случае имела место локальная концентрация названных элементов, обусловленная магматическими или другими процессами. Не исключено, что она вызвана многократным плавлением вещества с последующей кристаллизацией на месте.

## ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ

Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , установленные в древних базальтах, составляют  $0,7025 \pm 0,0002$  (см. табл. 2). Эта величина близка к значениям, установленным для базальтоидов срединно-

Таблица 3

Содержание Rb, Sr и изотопные отношения Sr в основных вулканических породах Сихотэ-Алиня

Номер образца	$Rb \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$	$Sr \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$	$Rb/Sr$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
A-1	46,5	885,1	0,052	0,7045
A-2	18,4	803,9	0,022	0,7045
A-3	60,6	777,0	0,078	0,7048
A-4	46,4	1237,1	0,037	0,7026
51 д/3	90,7	752,7	0,12	0,7027
57 в/8	28,2	912,4	0,03	0,7024

Приимечание. A-1, A-2, A-3 — неоген-четвертичные базальты Аниойской группы вулканов; A-4, 51 д/3, 57 в/8 — верхнеюрские щелочные базальты (среднее течение р. Аниой).

океанических хребтов [7, 12]. В неоген-четвертичных щелочных базальтоидах Сихотэ-Алиня  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равно  $0,7046 \pm 0,0003$  (табл. 3), что находится в соответствии со стронциевыми отношениями в породах континентальных базальтоидных провинций земного шара и части океанических островных базальтов [7, 12] и вместе с тем значительно отличается от величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в рассматриваемых юрских щелочных эфузивах.

Измерения изотопного состава стронция ультраосновных субвулканических пород проводились в образцах из двух небольших пространственно разобщенных тел. В пределах каждого из них стронциевые отношения находятся в пределах 0,7016—0,7045 и 0,7016—0,7042. По каждому из образцов получены стабильные результаты.

Показано [9], что измеренные отношения изотопов стронция в рассматриваемых базальтоидах соответствуют первичным. Менее определенно можно говорить о соответствии этих характеристик в меймечитах. Низкие абсолютные концентрации стронция в них указывают на связь флюктуаций стронциевых отношений с контаминацией инородным стронцием. Однако обсуждать на имеющемся материале вопрос о первичных значениях отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в меймечитах не представляется возможным.

Обычно измеренные отношения изотопов стронция в природных объектах сравниваются со значениями среднемантийного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в любой момент времени, вычисленными по начальному отношению (0,69898, BABI) в Земле 4,6 млрд. лет назад и современному среднему — в верхней мантии. Последнее значение рассчитывается на основе корреляции величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в продуктах кайнозойского магматизма океанических и континентальных областей и равно 0,70475 [2].

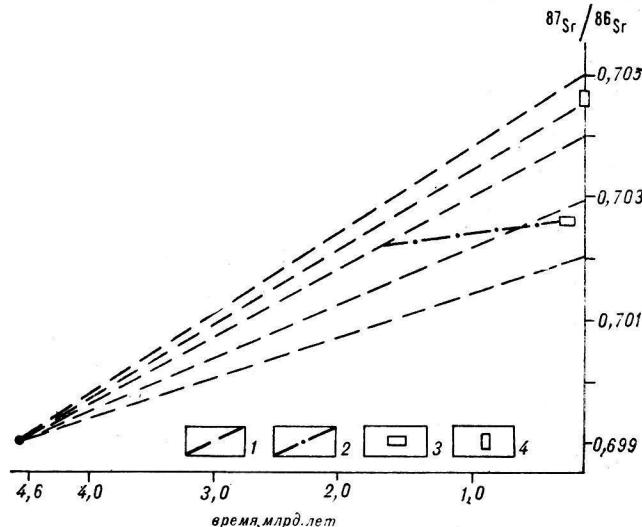


Рис. 3. Основные этапы эволюции мантийного изотопного состава стронция.

1, 2 — изменение изотопного состава стронция соответственно при одностадийной и двухстадийной моделях развития мантии при различных Rb/Sr-отношениях; 3, 4 —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения соответственно в юрских эфузивах и неоген-четвертичных базальтах.

Данные по многим древним магматическим и метаморфическим породам с различными возрастами и современным щелочным базальтом свидетельствуют о том, что эти породы могли развиваться из мантийной системы с довольно постоянным отношением Rb/Sr, в пределах 0,025—0,035 [11]. Такие изменения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во времени могут быть описаны моделью одностадийной эволюции. Полученные данные по  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и Rb/Sr-отношениям для неоген-четвертичных щелочных базальтов Сихотэ-Алиня согласуются с этой моделью. Используя уравнение (1) и коэффициенты распределения Rb и Sr для вероятных минералов мантии [7], получим, что при 2%-ной степени плавления Rb/Sr-отношение в источнике равно 0,0358, а при 3%-ной — 0,04.

Приведенные данные показывают, что модель одностадийной эволюции для субстрата молодых щелочных базальтов является приемлемой; эти породы могут быть весьма древними и не очень обеднены литофильными элементами с большими ионными радиусами. Иными словами, это может быть вещество примитивной слабодифференцированной «первичной» верхней мантии.

Источником информации об изотопных отношениях Sr в обедненной мантии принято считать океанические базальты, где их среднее значение равно 0,7027, что соответствует значениям, полученным авторами для древних базальтоидов. Показано [7], что океанические базальты на диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — Rb/Sr образуют линейный тренд, возможно, интерпретируе-

мый как событие в мантии, произошедшее около 1,5 млрд. лет назад, при котором исходное вещество было лишено некоторой части «крупных» литофильных элементов, в том числе Rb и Sr. Если правомерно приписать возрастной смысл этой линейной зависимости, то возраст 1,5 млрд. лет будет отвечать времени возникновения геохимических неоднородностей в мантии. Такие изменения стронциевых отношений могут быть описаны моделью двухстадийной эволюции (рис. 3). Вполне вероятно, что и изученные базальтоиды несут информацию о геохимических преобразованиях вещества на уровнях их генерации, имевших место около 1,5 млрд.(?) лет назад.

Представленные в [2] данные по Rb/Sr-отношениям в различных ультраосновных породах, в том числе в ксенолитах шпинелевых перidotитов — продуктах дифференциации глубинного (мантийного) вещества — показывают значительные вариации этих величин в сопоставлении со среднемантийными (0,035). Полученные внутренние изохроны для ксенолитов шпинелевых перidotитов из континентальных щелочных базальтов позволяют по величине  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  относить к зонам мантии с пониженными Rb/Sr и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  породы, возраст которых находится в интервале 500—1300 млн. лет, а более древний (архейский) лерцолит соответствует среднемантийному уровню 3,4 млрд. лет назад.

В рамках двухстадийной модели отношение Rb/Sr в базальтах должно находиться в пределах 0,006—0,008, что явно ниже, чем измеренные Rb/Sr-отношения. По-видимому, высокие значения этих отношений в древних базальтах, а отсюда и в их магмообразующем субстрате являются следствием каких-то глубинных процессов, происходящих незадолго до выведения основных расплавов на дневную поверхность. Таким образом, и результаты изотопной геохимии указывают на обогащение «крупными» литофильными элементами глубинного вещества, из которого формировались верхнеюрские — нижнемеловые базальтоиды в период, непосредственно предшествующий магматической деятельности или в ее процессе.

### ФЛЮИДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

В мегакристаллах клинопироксена из неоген-четвертичных щелочных базальтов Ануйской группы вулканов обнаружено небольшое количество зональных и азональных хорошо ограниченных первичных включений высокоплотной углекислоты (рис. 4) [3]. В этих же мегакристаллах обнаружены цепочки вторичных стекловатых включений с газовым пузырьком. Криометрия усадочной полости показала наличие в ней низкоплотного водно-

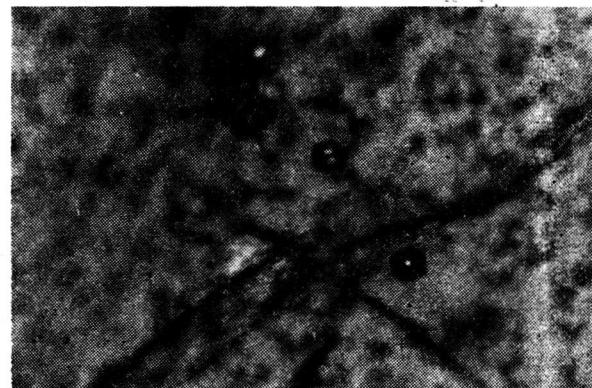


Рис. 4. Первичные зональные включения сжиженной углекислоты в мегакристаллах клинопироксена из неоген-четвертичных базальтов Ануйской группы вулканов. Увел. 800.

углекислотного флюида. Полная гомогенизация расплавленных включений происходит в пределах 1250°C.

В подобных мегакристаллах из неоген-четвертичных базальтов Нижнего Амура обнаружены первичные и первично-вторичные частично раскристаллизованные включения расплавов (рис. 5). В их усадочной полости наблюдается каемка жидкого CO<sub>2</sub>, которая гомогенизируется в газ при нагревании до 31,5°C. Полная гомогенизация первичных и первично-вторичных включений происходит при 1430°C. При этом большая часть их разгерметизируется при нагревании до 1350°C из-за высоких внутренних давлений флюида. Вторичные стекловатые включения гомогенизируются при 1220—1260°C.

В отдельных фрагментах мегакристаллов шпинели, а также в разностях, образующих сростки с клинопироксеном и плагиоклазом в тех же базальтах, авторами изучены первичные

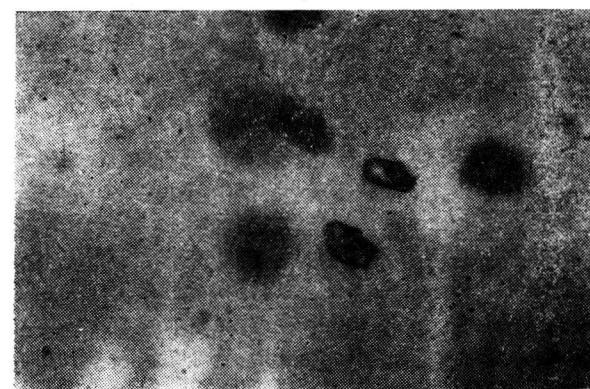


Рис. 5. Первичные и первично-вторичные включения частично раскристаллизованных расплавов в мегакристаллах клинопироксена из щелочных базальтов Нижнего Приамурья. Увел. 400.

и первично-вторичные включения сжиженной углекислоты. Все они частично разгерметизированы. По плотности углекислоты, наполняющей вакуоли, можно выделить две их разновидности: плотную с  $T_{\text{том}} \text{CO}_2$  от -21 до -27°C ( $V_{\text{уд}} \text{CO}_2$  от 0,97 до 0,94 см<sup>3</sup>/г) и малоплотную с  $T_{\text{том}} \text{CO}_2$  от +23 до +28°C ( $V_{\text{уд}} \text{CO}_2$  от 1,35 до 1,60 см<sup>3</sup>/г). В шпинелях обнаружены также первичные, первично-вторичные и вторичные включения расплавов (в силу технических причин они не изучались).

Все первичные и первично-вторичные углекислотные включения в пластинах, как и в шпинели, делятся по плотности на две группы: высокоплотную ( $V_{\text{уд}} \text{CO}_2$  от 0,97 до 0,94 см<sup>3</sup>/г) и низкоплотную ( $V_{\text{уд}} \text{CO}_2$  от 1,35 до 1,69 см<sup>3</sup>/г).

В мегакристаллах амфибала из юрских базальтоидов однофазовых флюидных включений не обнаружено. Криометрическое изучение крупных раскристаллизованных включений показало, что в их усадочных полостях какие-либо уплотненные газы отсутствуют.

Факт участия воды, углекислоты и других летучих компонентов в процессах генерации магм указывает на круг вопросов, решение которых существенно уточняет представления о природе магматических процессов, условиях дегазации Земли, тепломассопереноса между различными оболочками Земли. Ряд крупных обобщений по проблеме флюидного режима глубинных недр Земли [6, 8, 13] избавляют от необходимости детального освещения существующих представлений о роли летучих в магматических процессах.

К настоящему времени выполнено много экспериментальных работ по изучению растворимости газов (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и др.) в расплавах различного состава и в широком диапазоне  $T$  и  $P$  [4, 18], из анализа которых следует весьма важный вывод о возможности появления насыщенных в отношении CO<sub>2</sub> магматических жидкостей даже при низких содержаниях этого летучего компонента в магмообразующем субстрате. Согласно оценкам, приведенным в [15], достаточно 0,15 вес.% CO<sub>2</sub> в глубинном веществе, чтобы в образовавшемся 3%-ном расплаве типа щелочного базальта растворилось до 5 вес.% CO<sub>2</sub>. Не исключено, что при соответствующих условиях расплав может оказаться насыщенным в отношении CO<sub>2</sub> уже вблизи магматического очага.

Наличие в мегакристаллах из неоген-четвертичных щелочных базальтов первичных флюидных, представленных чистой углекислотой, и вторичных водно-углекислотных, включений убедительно свидетельствует о существенной роли углекислоты в составе флюидной фазы этих магм. В первичных углекислотных включениях при температуре 1430°C развивается давление до 12 кбар, что соответствует

глубинам около 50 км. Учитывая аномальный характер исследуемых включений и результаты экспериментальных исследований по растворимости углекислоты в основных расплавах, можно предположить, что захват флюидов растворящими мегакристаллами происходил на еще больших глубинах. Однако прямые данные для обсуждения этого вопроса отсутствуют, так как в гомогенной базальтовой жидкости не было «консерваторов» флюидной фазы. Верхний предел углекислотной дегазации может быть оценен по самым низкоплотным вторичным включениям. Ориентировочные расчеты указывают на глубины 15—20 км. На этих же глубинах из рассматриваемых базальтоидных магм начинает выделяться вода.

Таким образом, наличие CO<sub>2</sub> в мантийном субстрате, из которого выплавлялись молодые базальтоиды, не вызывает сомнений; более сложным является вопрос о ее количестве и формах нахождения. Показано [3], что концентрация углекислоты в расплаве к моменту захвата первичных включений составляла около 6 вес.%. Если принять за основу оценки Д. Этглера [15], то с учетом полученных авторами данных количество CO<sub>2</sub> в субстрате составляло 0,2—0,3 вес.%. Судя по сведениям о растворимости воды в основных расплавах, можно полагать, что ее содержание в глубинном субстрате более чем на порядок ниже концентрации углекислоты. Эти значения находятся в соответствии с данными В. В. Хлестова [13], который показал, что в подкоровых частях Земли средние содержания С и Н не превышают величин соответственно 0,1 и 0,01 %. Это еще один аргумент в пользу слабодифференцированного характера глубинного субстрата, из которого формировались рассматриваемые неоген-четвертичные щелочные базальтоиды Сихотэ-Алия.

Значительно сложнее вопрос о флюидном режиме геосинклинальных щелочных базальтоидов и меймечитов. Отсутствие флюидных включений в оливине и хромшпинелиде меймечитов, являющихся первыми высокобарическими кристаллическими фазами ультраосновных магм, свидетельствует, вероятно, об изначально низких содержаниях летучих компонентов в исходном субстрате и о высокой степени плавления.

Отсутствие углекислоты и воды в раскристаллизованных включениях из мегакристаллов в верхнеюрских — нижнемеловых эфузивах можно было бы также интерпретировать как следствие общей недонасыщенности расплава флюидом, из которого кристаллизовался амфибол. Однако это вряд ли соответствует действительности, поскольку наряду с керсититом в основной массе базальтоидов содержится значительное количество другого водосодержащего

минерала — биотита. Вероятно, имеющаяся в расплаве вода использовалась на постройку гидроксилсодержащих минералов. Это относится и к воде, захваченной из расплава в полости включений.

Таким образом, имеющийся материал свидетельствует о водной специализации геосинклинального верхнеюрско-нижнемелового щелочно-базальтоидного магматизма. Вместе с тем не совсем ясна «стерильность» глубинного вещества, из которого формировались базальтоиды, в отношении других летучих компонентов. Это явление можно интерпретировать двояко: как определенное геохимическое свойство глубинного вещества геосинклиналей или как следствие неоднородностей в пространственном распределении летучих компонентов, возникших в результате каких-то глубинных процессов на данном этапе развития региона.

Доказать первое предположение вряд ли возможно, поскольку имеется еще слишком мало сведений о флюидном режиме земных недр, его эволюции, начиная с ранних этапов развития планеты. Рассмотрим второе предположение, основываясь на определенных закономерностях поведения летучих компонентов при плавлении и кристаллизации магматических жидкостей. В общем случае плавление должно сопровождаться дегазацией глубинных пород с переходом летучих в расплав. Несмотря на различную растворимость газов в магматических жидкостях, их содержание в последних выше на несколько порядков, чем в рестиах [13]. В случае нескольких этапов плавления и кристаллизации на одном месте сформировавшиеся здесь сегрегации расплавов на стадии кристаллизации начнут отделять самостоятельную флюидную fazу. Состав этой фазы будет сильно обогащен компонентами, наименее растворимыми в расплаве. Поэтому на таких участках кристаллизация магматических масс может вызывать значительные по масштабам потоки труднорастворимых флюидов, таких, например, как  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ . Более растворимые компоненты ( $\text{H}_2\text{O}$ ), не достигнув предела насыщения, могли войти в состав водосодержащих минералов. Последующий разогрев должен привести к появлению расплавов, богатых водой и бедных углеродсодержащими соединениями. Этим, по-видимому, можно объяснить отсутствие последних в верхнеюрских эфузивах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное геохимическое изучение щелочных базальтоидов, относящихся к различным тектономагматическим этапам развития Сихотэ-Алинской складчатой области,

позволило получить информацию о некоторых особенностях глубинного магматизма этого региона.

Термобарогеохимическое изучение мегакристаллов минералов из неоген-четвертичных щелочных базальтов свидетельствует, что формирование основных магм происходило на уровне фации гранатовых перidotитов при  $P > 12$  кбар и  $T \geq 1450^\circ\text{C}$ . Судя по распределению редкоземельных элементов и соотношению изотопов стронция, это вещество отвечает «первичной» слабодифференцированной верхней мантии. Содержание  $\text{CO}_2$  в глубинном веществе составляло 0,2 вес.%, а  $\text{H}_2\text{O}$  — на порядок меньше. Углекислотная дегазация базальтоидных магм началась на глубинах примерно 50 км; на глубинах около 20 км наряду с углекислотой происходило выделение воды.

Соотношение изотопов стронция в верхнеюрских — нижнемеловых щелочных базальтоидах позволяет предположить, что их источник более 1,5 млрд. лет назад потерял определенное количество щелочных элементов в результате фракционирования мантии. Не исключено, что эти цифры соответствуют времени заложения Тихоокеанского подвижного пояса.

Вероятнее всего, удаление продуктов частичного плавления (базальты?), в которых  $\text{Rb/Sr}$ -отношения более высокие, чем в источнике, привело к уменьшению  $\text{Rb/Sr}$  в истощенной мантии. На этом же этапе были удалены летучие компоненты, как наиболее подвижные.

Анализ данных по  $\text{Rb/Sr}$ -отношениям и содержаниям РЭ в рассматриваемых базальтоидах и сведений по термобарогеохимии приводит к допущению возможности повторного обогащения субстрата не только щелочными элементами и лантаноидами, но и флюидами. Судя по низким  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношениям в верхнеюрских — нижнемеловых базальтоидах, это происходило в период, непосредственно предшествующий вулканической деятельности (юра, триас?), когда вероятен метасоматический характер процесса. Дальнейшая эволюция флюидной системы субстрата осуществлялась по схеме: вода (как более растворимый компонент) концентрировалась в основных магмах, а углеродсодержащие соединения (менее растворимые в расплавах) формировали самостоятельные флюидные потоки. Последние, сохранив некоторое время температуру, близкую к базальтовому ликвидусу, выступали теплоносителями, способствуя плавлению вещества коры с образованием гранитоидных магм.

Существует общее мнение, что с глубиной, при повышении  $P$  и  $T$ , флюид становится все более восстановленным, активность кислорода в нем падает, преобладающими компонентами становятся  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ . В верхних горизонтах земной коры флюид чаще всего обладает окис-

литеральными свойствами. Однако локальные особенности состава и строения литосфера, сложный и длительный характер магматизма могут привести к формированию в некоторых областях совершенно особых флюидных обстановок, когда глубинные базальты имеют углекислотно-водную (неоген-четвертичные) или

существенно водную (юрские) флюидную, а коровье гранитоиды — восстановленную метаново-углекислотную специализацию.

Авторы искренне признательны В. А. Попенко за постоянное внимание к работе, а Л. А. Суховой за тщательную подготовку образцов к анализам.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Л. М. Установка для замораживания включений в минералах.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. Новосибирск: Наука, 1966.
2. Балашов Ю. А. Изотопная неоднородность верхней мантии Земли.— В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983.
3. Бердников Н. В., Приходько В. С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм.— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 3.
4. Бернэм К. Уэйн. Значение флюидных компонентов.— В кн.: Эволюция изверженных пород. Развитие идей за 50 лет. М.: Мир, 1983.
5. Голева Н. Б., Рабинович Б. С., Лазько Е. Е. Редкие лиофильные элементы в минералах ксенолитов перидотитов Якутии.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 6.
6. Кацук А. А. Режим летучих компонентов ( $H_2O + CO_2$ ) при подъеме продуктов частичного плавления коры и мантии к поверхности Земли.— В кн.: Международный геол. конгресс. Париж, 26 секция. Докл. сов. геологов. Геохимия минералогии. М.: Наука, 1980.
7. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панихерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород.— М.: Недра, 1982.
8. Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Остапчук И. М. Флюидный режим формирования мантийных пород.— Новосибирск: Наука, 1980.
9. Михалев Ю. А., Приходько В. С. Изотопы стронция в основных и ультраосновных вулканических породах Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 4.
10. Приходько В. С., Бердников Н. В. и др. Состав и строение литосферы северного Сихотэ-Алиня.— Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
11. Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1980.
12. Фор Г., Паузелл Дж. Изотопы стронция в геологии.— М.: Мир, 1974.
13. Хлестов В. В. Флюидный режим земной коры и мантии.— В кн.: Геодинамические исследования № 3. Сжимаемость геофизических веществ и роль летучих компонентов в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1975.
14. Arth J. G., Arndt J. G., Nardrett A. I. Genesis of Archean Komatiites from Munro Township, Ontario: trace-element evidence.— Geology, 1977, v. 5, N 10.
15. Eggler D. H. Peridotite-carbonate relations in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>.— Institute Carnegie, Yearbook. Washington, 1975.
16. Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites.— Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, v. 42, N 8.
17. Gast P. W. Trace-element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magmas types.— Geochimica et Cosmochimica Acta, 1968, v. 32, N 10.
18. Mysen B. O. Solubility of volatiles in silicate melts at high pressure and temperature: the role of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene and feldsparoid melts.— Institute Carnegie, Yearbook. Washington, 1975.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
6 ноября 1984 г.

УДК 551.71+552.163(235.34)

*И. В. Панченко*

**РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ  
В НИЖНEDОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ БАССЕЙНА р. НЮКЖИ**  
(Становая область)

На основе петрологического исследования последовательности метаморфических процессов с широким применением микрозондового изучения химической зональности и состава минералов как функции *PT*-условий метаморфизма осуществлено детальное (через 50°C) картирование разновозрастных зональностей в полиметаморфических комплексах бассейна р. Нюкжи (запад Становой складчатой области). Температура раннего (архейского) метаморфизма менялась от 600 до 1000°C и более, давление от 5 до 6 кбар. Верти-

кальный градиент температур оценивается в 15°C/км. Ранняя температурная зональность конформна архейской складчатой структуре и является отражением вертикальной метаморфической зональности, созданной в условиях метаморфизма погружения. Температура повторного (раннепротерозойского) метаморфизма 550—700°C, давление 4—8 кбар, вертикальный температурный градиент около 10°C/км. Изотермы поздней зональности резко дискорданты складчатости и ранней архейской зональности.

Основу строения Становой области, обрамляющей с юга Алданский литоплант, составляют древнейшие полиметаморфические комплексы, находящиеся в сложных тектонических соотношениях. Нюкжинский район Становой области характеризуется широкими вариациями уровня метаморфизма, что наряду с сильной измененностью пород и нарушенностью структуры затрудняет стратиграфическое расчленение разреза и установление возрастной последовательности выделяемых комплексов. Традиционная методика картирования метаморфической зональности путем построения изоград по индекс-минералам в приложении к полиметаморфическим образованиям Станового хребта оказалась нерезультативной в силу устойчивости этих минералов в очень широком интервале *PT*-условий, их плохой сохранности при диафторезе и нерегулярности появления в прогрессивных условиях повторного метаморфизма. Вследствие этого детальность подобных петрологических исследований оказывается недостаточной, что делает полученные выводы неоднозначными и приводит к противоречивым трактовкам изучаемых соотношений.

Широкое развитие петрологических методов в последние годы позволяет существенно увеличить детальность исследований и открывает новые возможности в их приложении к решению геологических задач. В настоящей статье осуществлен подход к решению вопроса о возрастных соотношениях кристаллических комплексов с позиции выяснения их метаморфической истории.

Микрозондовое изучение химической зональности и состава минералов природных ассоциаций как функции *PT*-условий метаморфизма позволило расшифровать термальную историю метаморфических пород, разделить ранние и поздние парагенезисы, и на этой основе осуществить детальное картирование разновозрастных метаморфических зональностей. Такой подход использован как способ изучения соотношения термальной и тектонической структур раннего докембрия и их эволюции во времени. Это позволило в изученном районе уточнить и во многом модифицировать представление о стратиграфии и истории развития раннедокембрийских комплексов.

В составе метаморфических образований бассейна р. Нюкжи выделяют три серии: архейские — зверевскую и становую — и нижнепротерозойскую — одолгинскую [16]. Зверевская серия представлена гранулитами, диафторированными в амфиболитовой фации. Ее возраст считают нижнеархейским [13]. К становой серии и ее аналогам относят породы амфиболитового уровня метаморфизма, в которых реликты гранулитовых парагенезисов, как и признаки прогрессивного метаморфизма, отсутствуют. К одолгинской серии и ее аналогам отнесены породы, прогрессивно метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях [16]; их возраст считается раннепротерозойским [4]. Соотношения зверевской и одолгинской серий сомнений, как правило, не вызывают, в то время как на положение становой серии и ее аналогов в раннедокембрей-

ском разрезе имеется три точки зрения. Согласно первой [13], наиболее распространенной, становая серия является самостоятельным стратиграфическим подразделением позднеархейского возраста. Она отделена от зверевской крупнейшим перерывом, и повторный метаморфизм зверевской серии связывают с метаморфизмом становой. Согласно второй [5, 6] эта серия представляет собой возрастной аналог зверевской (алданский комплекс) и является продуктом полного диафтореза пород гранулитовой фации. Третья точка зрения принадлежит Е. П. Миронюку [8] и отстаивает представление об отсутствии несогласия между зверевской (курульгинской) и вышележащей становой (олекминской) сериями. Нет полной ясности и в разделении становой и одолгинской серий.

Решение этих региональных вопросов, так же как и связанных с ними проблем геологии древнейших метаморфических комплексов, сдерживается отсутствием сколько-нибудь подробных сведений об их метаморфической зональности. Поскольку, как указывалось, применяемая в петрологической практике обычная методика картирования зональности путем построения изоград по индекс-минералам нерезультативна, необходимо было обратиться к поиску новых критериев, позволяющих расшифровать метаморфическую историю раннедокембрийских серий. К главным критериям этой расшифровки относятся: 1) химическая зональность минералов, 2) последовательность прагматических соотношений минералов в метаморфических ассоциациях и 3) эволюция температурных режимов и структуры термальных полей.

### ХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНАТОВ КАК КРИТЕРИЙ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Изучение химической зональности и состава минералов как функции  $PT$ -условий позволяет расшифровать их метаморфическую историю и на этой основе подойти к восстановлению эволюции метаморфизма разновозрастных комплексов. Особенно продуктивным для целей выяснения термической истории метаморфических комплексов оказалось изучение граната, который, благодаря проявленной в нем зональности, обладает памятью о предшествующих метаморфических событиях. Основываясь на существующих моделях [1, 17–19, 22–24], в качестве показателя эволюции термодинамических условий взято за основу поведение в зональных гранатах марганца и магния, поскольку они обладают стабильными формами поведения, отражающими зависимость между

типов зональности и направленностью процесса метаморфизма.

Эволюция химической зональности гранатов может быть представлена в виде, показанном на рис. 1. В условиях прогрессивного метаморфизма низких и средних степеней амфиболитовой фации (до 650–670°C) в гранатах образуется монотонная прямая зональность (см. рис. 1, e), выраженная постепенным снижением концентрации  $MnO$ , иногда  $CaO$  и  $TiO_2$  и ростом отношения  $X_{Mg} = MgO/MgO + FeO + MnO$  к краям кристаллов. При дальнейшем повышении температуры прогрессивная зональность не сохраняется: благодаря усилинию диффузии состав граната гомогенизируется [1, 9], и зональность в нем исчезает (см. рис. 1, a).

При диафторезе образуются диафторические оболочки с обратным распределением компонентов, и кристаллы граната приобретают сложнозональное строение (см. рис. 1, б–з), отражающее существование двух циклов метаморфизма [10]. При этом реликтовые ядра могут и не сохраняться, будучи нацело замещеными диафторическими оболочками, и тогда гранат приобретает монотонную зональность обратного типа (см. рис. 1, г, и).

Изучение гранатов показало, что по типу зональности они распадаются на две группы: гранаты одолгинской серии имеют ясно выраженную прогрессивную зональность, становой и зверевской — сложную зональность с регрессивной диффузионной внешней оболочкой.

**Прогрессивная зональность.** Гранаты с прогрессивной зональностью характеризуют самую молодую одолгинскую серию, но иногда присутствуют наряду со сложнозональными раз-

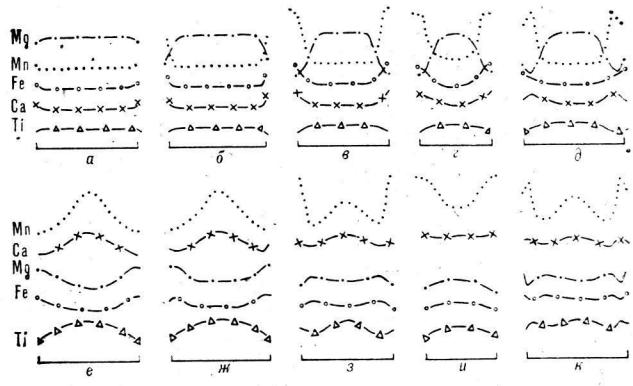


Рис. 1. Эволюция химической зональности гранатов в полиметаморфических комплексах.

— $\partial$  — незональные ядра с гистерогенными (a) и диафторическими (б) кромками, — $в$  — с диафторическими оболочками, — $г$  — регрессивная диффузионная (монотонная обратная) зональность (ядра полностью замещены диафторическими оболочками), — $д$  — с диафторическими оболочками и прогрессивными фракционными кромками, — $е$ — $к$  — прогрессивно-зональные ядра (е), — $ж$  — с диафторическими кромками, — $з$  — с диафторическими оболочками, — $и$  — то же, что и  $з$ , — $к$  — с диафторическими оболочками и прогрессивными фракционными кромками.

ностями в породах зверевской и становой серий, где они представляют позднюю генерацию, возникшую уже в процессе повторного метаморфизма.

В метапелитах одолгинской серии центральные части гранатов отличаются высокой известковистостью (7,4—20,1% Gros) и повышенной марганцовистостью (2,4—9,7% Spes) при очень низкой магнезиальности (0,06—0,14). В краях первые два показателя снижаются (до 3—16% Gros и 0,3—4,0% Spes), а магнезиальность возрастает (до 0,13—0,21). Содержание  $TiO_2$  регулярно понижается от центра кристаллов к периферии. Подобный тип зональности присущ и гранатам из богатых CaO пород одолгинской серии. Их центральные части обогащены марганцем (3,7—7,0% Spes) и обеднены магнием с вариациями магнезиальности от 0,08 до 0,16. В краях марганцовистость снижается (до 0,7—2,7% Spes), а магнезиальность возрастает (до 0,10—0,19).

**Сложная зональность.** Гранаты с такой зональностью встречаются в породах зверевской и становой серий. Для сложнозональных разностей гранатов характерно наличие двух резко отличающихся зон: ядра и оболочки. Возникающие в разных условиях различные типы зональности показаны на рис. 1.

Ядра сложнозональных гранатов разделяются на три типа: 1) незональные или очень слабозональные, 2) с отчетливой прогрессивной зональностью и 3) с неправильной зональностью.

Гранаты с *незональными ядрами* (см. рис. 1, а—в) присущи в основном породам зверевской серии, но нередки и в становой. Сам факт отсутствия в них зональности служит указанием на высокую температуру их образования, достигавшую температур гомогенизации. Ядра гранатов из метапелитовых гнейсов зверевской серии отличаются высокой магнезиальностью (0,38—0,50), что характеризует их как очень высокотемпературные, присущие породам транулитового уровня. В гранатах метабазитовых разностей этой же серии магнезиальность незональных ядер колеблется в пределах 0,20—0,34. В становой серии магнезиальность незональных ядер гранатов составляет: в метапелитах 0,20—0,25, в метабазитах 0,15—0,38.

Гранаты с *прогрессивно-зональными ядрами* (см. рис. 1, ж, з, к) характерны, главным образом, для пород становой серии, хотя иногда встречаются и в зверевской. В большинстве случаев определить максимальную температуру образования таких ядер нельзя, поскольку их внешние зоны замещены диафторическими оболочками, а реликтовые минералы окружения изменили свой первоначальный состав вследствие диафтореза. Иногда диафторические преобразования проявлены менее интенсивно, так что внешние зоны реликтовых ядер не успевают

полностью заместиться оболочками и их состав изменяется слабо (см. рис. 1, ж).

*Неправильная зональность* проявлена в трещиноватых, изъеденных зернах граната с развитыми по трещинкам вторичными слюдами и хлоритом и является результатом тех же диафторических изменений, которые сформировали и диффузионную оболочку кристалла.

Оболочки сложнозональных гранатов (см. рис. 1, в, г, з, и) обладают регрессивной диффузионной зональностью, которая отражает диафторические изменения, вызванные повторным метаморфизмом. Зональность оболочек отличается ростом концентраций MnO и падением MgO. Местами во внешних кромках этих оболочек намечается переход к противоположным отношениям (см. рис. 1, д, к), свойственным прогрессивной фракционной зональности. Это означает, что внешняя кромка в процессе перекристаллизации на фоне повышающейся температуры достигла равновесного для данной обстановки состава, так что дальнейший рост температуры привел к повторному разрастанию граната. Температуры кристаллизации таких кромок по гранат-биотитовому геотермометру Л. Л. Перчука [11] составляют 550—700°C, что находится в хорошем соответствии с наблюдаемыми парагенезисами пород. Составы внутренних зон диафторических оболочек не отвечают какому-либо равновесию, поскольку представляют результат диффузионного выравнивания концентраций между внешними кромками и ядрами кристаллов. Нужно отметить, что поведение железа и кальция в регрессивных каймах часто отличается большой сложностью и определяется конкретными парагенетическими отношениями существующих минералов.

Динамика формирования регрессивных оболочек в гранате показана на серии профилей (см. рис. 1). Они отражают различные стадии диафторических преобразований граната в их последовательной эволюции от самых ранних, когда регрессивные каймы лишь намечены, до более зрелых, когда образуются хорошо развитые диафторические оболочки с выровненным (см. рис. 1, в, з) или даже прогрессивно-зональным (см. рис. 1, д, к) строением внешней кромки.

*Гистерогенные кромки* (см. рис. 1, а) обычно проявлены в гранатах из совершенно свежих, не затронутых диафторезом, пород, т. е. признаки перекристаллизации минералов в них отсутствуют. Подобные регрессивные изменения в составе краевых частей зерен граната могут проявиться либо на самых ранних стадиях диафтореза, либо быть следствием гистерогенных изменений в рамках единого метаморфического цикла на его регрессивной ветви.

*Диафторические кромки (недоразвитые оболочки)* (см. рис. 1, б, ж). По морфологии зо-

нальности диафторические кромки отличаются от гистерогенных лишь особенностями самих пород, т. е. наличием или отсутствием признаков диафторических преобразований. Обычно диафторические кромки проявлены в гранатах из слабодиафторированных пород, где перекристаллизации подвержены, главным образом, наименее устойчивые к диафторезу минералы (биотит, роговая обманка, пироксены, плагиоклаз). При этом структурной перестройки в самой породе не происходит. Диафторические кромки в сравнении с гистерогенными обладают несколько большими размерами и, как правило, выражены гораздо лучше. Однако равновесие таких кромок с новообразованными минеральными окружениями еще не достигается, и их составы характеризуются очень высокой магнезиальностью. Применение к таким кромкам биминерального термометра приводит к заведомо неверным результатам: полученные температурные значения (порядка 750—850°C) оказываются явно завышенными в сравнении с ожидаемыми по парагенетическим соотношениям.

**Диафторические оболочки.** Дальнейшая эволюция диафторических преобразований в гранате приводит к разрастанию диафторических кромок в хорошо развитые диафторические оболочки (см. рис. 1, в, з). Если процесс достаточно глубок, то реликтовые ядра исчезают, будучи нацело замещенными диафторическими оболочками. В этом случае гранат приобретает монотонную зональность обратного типа (см. рис. 1, г, и). По достижении равновесия с новообразованным минеральным окружением состав внешней кромки диафторической оболочки устанавливается на каком-то определенном уровне, соответствующем термодинамическим условиям повторного метаморфизма. На месте кромки обычно образуется узенькая площадка с выровненным по радиусу зерна составом. При дальнейшем увеличении температуры происходит переход к прогрессивным условиям повторной кристаллизации: разложение граната прекращается, и на внешней кромке диафторической оболочки нарастает новая прогрессивная фракционная кромка (см. рис. 1, д, к). Таким образом, происходит кристаллизация другой генерации граната, состав которого соответствует термодинамическим условиям нового (повторного) метаморфического цикла. Отметим, что кристаллизация граната новой генерации может осуществляться и другим отличным от вышеописанного, образом, т. е. в породе могут возникать самостоятельные центры кристаллизации, вокруг которых формируются кристаллы с прогрессивной фракционной зональностью. Параллельно с этим может идти кристаллизация новой генерации граната и на реликтовой матрице.

## МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ СЕРИЙ

Применение нового метода с высокой разрешающей способностью, основанного на изучении эволюции зональности гранатов как функции  $PT$ -условий метаморфизма, позволило разделить ранние и поздние парагенезисы и при помощи биминеральных термометров и барометров провести их детальную термобарометрию.

Температуры и давления определялись на основе диаграмм и уравнений фазового соответствия существующих минеральных пар. Для пород метапелитового ряда использовался гранат-биотитовый геотермометр Л. Л. Перчука [11], в области высоких температур — В. И. Шульдинера [14]. В качестве вспомогательных применялись и другие термометры. Оценка давлений проводилась с помощью гранат-биотитового [12], гранат-кордиеритового [3] и гранат-плагиоклазового геобарометров [2, 21]. Определение температуры кристаллизации метабазитов в области умеренных температур осуществлялось по гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому геотермометрам Л. Л. Перчука [11], в области высоких температур — по двупироксеновым [7, 27, 28] и гранат-пироксеновым [20, 26, 29] геотермометрам. Для оценки давлений применен чарнокитовый геобарометр Перкинса и Ньютона [25].

К реликтовым ассоциациям зверевской и становской серий, помимо первичных парагенезисов из свежих недиафторированных пород, относятся неизмененные ядра гранатов и заключенные в них в виде включений минералы-узники, входившие в ранние, более высокотемпературные, парагенезисы. Наибольшим распространением среди бедных CaO пород зверевской и становской серий пользуются биотит-силлиманит-гранатовые и биотит-гранатовые, часто ортоклазодержащие, гнейсы и кристаллосланцы (см. таблицу). Они встречаются на разных стратиграфических уровнях в очень широком диапазоне температур (620—980°C) и давлений (5,5—10,5 кбар). Магнезиальность первичного граната в указанных парагенезисах колеблется в широких пределах, постепенно повышаясь по мере возрастания степени метаморфизма, так что по ее уровню можно в самых общих чертах судить о температурных условиях кристаллизации пород. Сопряженно изменяется и магнезиальность существующих минералов. В низах гранулитовой фации (700—850°C) гранаты бедных CaO пород имеют магнезиальность 0,18—0,25, биотиты включений — 0,38—0,44; титанистость биотитов 0,18—0,23 ф. е. В верхах той же фации магнезиальность гранатов составляет 0,27—0,50; слюда включений отличается очень высокой магнезиальностью (0,64—

**Результаты определения температур кристаллизации раннего и позднего метаморфических циклов**

п/п №	Номер образца	Парагенезис		T, °C
		1	2	
			3	4
1	1279-5	Hyp <sub>60</sub> + Cpx <sub>68</sub> + Bi <sub>60</sub> + Hb <sub>60</sub> + Pl <sub>51</sub>		1020
2	1277-2	Hyp <sub>73</sub> + Cpx <sub>82</sub> + Bi <sub>76</sub> + Hb <sub>74</sub> + Pl <sub>62</sub>		1125
3	1414-1	Hyp <sub>61</sub> + Cpx <sub>67</sub> + Bi <sub>49</sub> + Pl <sub>48</sub> + Q		1000
4	1405-5	Gr <sub>37</sub> + Hyp <sub>65</sub> + Cpx <sub>69</sub> + Bi <sub>74</sub> + Hb <sub>45</sub> + Pl <sub>62</sub>		1005
5	1411-3A	Cr <sub>34</sub> + Bi <sub>71</sub> + Hb + Pl + Q		910
6	1410-1	Cr <sub>50</sub> + Bi <sub>88</sub> + Pl <sub>53</sub> + Q		980
	Gr <sub>43</sub> + Bi <sub>78</sub> + Pl <sub>28-30</sub> + Q			920
7	1271-1	Gr <sub>29</sub> + Bi <sub>57</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q		680 *
	Gr <sub>22</sub> + Bi + Pl + Q			—
8	1271-9	Gr <sub>19</sub> + Bi <sub>47</sub> + Pl <sub>24-26</sub> + Q		650 *
9	1405-6	Gr <sub>18</sub> + Hb <sub>49</sub> + Ep <sub>3</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q + Sph		620 *
10	1266A-2	Gr <sub>43</sub> + Bi + Pl <sub>32</sub> + Q		—
	Gr <sub>32</sub> + Bi <sub>57</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q			690 *
	Gr <sub>38</sub> + Bi <sub>66</sub> + Hb <sub>59</sub> + Pl <sub>44</sub> + Q			850
11	1272-1	Gr <sub>21</sub> + Bi <sub>56</sub> + Hb <sub>53</sub> + St <sub>23</sub> + Pl <sub>40-42</sub> + Q		620 *
12	1408-3	Gr <sub>32</sub> + Bi <sub>69</sub> + Hb + Pl + Q		880
	Gr <sub>22</sub> + Bi <sub>54</sub> + Hb <sub>51</sub> + Mu <sub>72</sub> + Chl <sub>54</sub> + Pl <sub>27</sub> + Q			640 *
13	1408-2	Gr <sub>40</sub> + Bi <sub>75</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q		910
	Gr + Bi <sub>63</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q			—
14	324-B	Gr <sub>17</sub> + Bi <sub>46</sub> + Hb <sub>47</sub> + Pl <sub>34</sub> + Q + Mt		650 *
15	1116-10	Gr <sub>8</sub> + Bi <sub>37</sub> + Hb <sub>26</sub> + Ep <sub>3</sub> + Pl <sub>38</sub> + Q + Mt		580 *
16	1218-2	Gr <sub>39</sub> + Sil + Bi + Pl + Q		—
	Gr <sub>23</sub> + Ky + Bi <sub>48</sub> + Chl <sub>64</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q			700 *
	Gr <sub>43</sub> + Sil + Bi <sub>82</sub> + Pl <sub>29</sub> + Kf + Q			—
17	1252-4	Gr <sub>20</sub> + Ky + Bi <sub>45</sub> + Chl <sub>63</sub> + Pl <sub>27</sub> + Q		685 *
18	1450-22	Gr <sub>21</sub> + Sil + Bi <sub>44</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q		710
	Gr <sub>19</sub> + Bi <sub>46</sub> + Pl <sub>26</sub> + Q			660 *
19	1229-8	Gr <sub>10</sub> + Bi <sub>34</sub> + Hb <sub>36</sub> + Cum <sub>35</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q + Mt		600 *
20	1229-4	Gr <sub>16</sub> + Bi <sub>45</sub> + Pl <sub>29</sub> + Q		630 *
	Gr <sub>20</sub> + Hb <sub>30</sub> + Pl + Q			840
21	1229-2	Gr <sub>14</sub> + Hb <sub>25</sub> + Ep <sub>2</sub> + Pl <sub>41</sub> + Q + Mt		650 *
	Gr <sub>40</sub> + Sil + Bi <sub>74</sub> + Pl + Q			890
22	1113-2	Gr <sub>21</sub> + Ky + Bi <sub>54</sub> + M + Pl <sub>30</sub> + Q		640 *
23	1239-4	Gr <sub>12</sub> + Hb <sub>35</sub> + Pl <sub>45-55</sub> + Q		640 *
24	1293-9	Gr <sub>40</sub> + Bi <sub>69</sub> + Pl + Q		870
	Gr + Bi <sub>56</sub> + Pl <sub>32</sub> + Q			—
25	1451-2	Gr <sub>15</sub> + Hb <sub>36</sub> + Pl <sub>63-74</sub> + Q - Mt		650
	Gr <sub>13</sub> + Hb <sub>38</sub> + Pl <sub>40-45</sub> + Q + Mt			625 *
26	1454-1	Gr <sub>18</sub> - Bi <sub>18</sub> + Pl + Q		705
	Gr <sub>11</sub> + Bi <sub>35</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q			630 *
27	1355-6	Gr <sub>28</sub> + Cpx <sub>56</sub> + Bi <sub>63</sub> + Hb <sub>42-47</sub> + Pl <sub>68</sub> + Q		880
	Gr <sub>16</sub> + Bi <sub>46</sub> + Hb <sub>41</sub> + Pl <sub>50</sub> + Q			640 *
28	1129-4	Gr <sub>12</sub> + Bi <sub>41</sub> + Hb <sub>36</sub> + Pl <sub>60-50</sub> + Q		640
	Cr <sub>10</sub> + Bi <sub>37</sub> + Hb <sub>35</sub> + Pl <sub>50</sub> + Q			600 *

**Продолжение табл.**

1	2	3	4
29	1130-11	Gr <sub>17</sub> + Cpx <sub>61</sub> + Hb <sub>43</sub> + Pl <sub>41-35</sub> + Mt	625 *
30	1127-5	Gr <sub>25</sub> + Bi <sub>51</sub> + Hb <sub>48</sub> + Pl <sub>74-80</sub> + Kf + Mt	705
31	1362-4	Gr <sub>21</sub> + Bi <sub>48</sub> + Hb <sub>45</sub> + Pl <sub>50</sub> + Q + Mt	675 *
32	1351-1	Gr <sub>25</sub> + Sil + Bi <sub>44</sub> + Pl + Kf + Q + Mt	760
33	1350-1	Gr <sub>19</sub> + Sil(f) + Bi <sub>47</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q	650 *
34	1123-19	Gr <sub>20</sub> + Cor <sub>55</sub> + Sil + Bi <sub>50</sub> + Pl <sub>29</sub> + Q	660
35	1123-16	Gr <sub>18</sub> + Bi <sub>48</sub> + Pl <sub>22</sub> + Q	630 *
36	1336-7	Gr <sub>26</sub> + Cpx <sub>67</sub> + Hb <sub>48</sub> + Pl <sub>42</sub> + Q	680
		Gr <sub>19</sub> + Hb <sub>47</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q	625 *
37	1337-2	Gr <sub>20</sub> + Cor <sub>52</sub> + Sil + Bi <sub>37</sub> + Pl <sub>40</sub> + Kf + Q	770
38	1134-5	Gr <sub>8</sub> + Sil(f) + Bi <sub>39</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q	550 *
		Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>40</sub> + Hb <sub>36</sub> + Pl <sub>46</sub> + Q	660
		Gr <sub>5</sub> + Bi <sub>32</sub> + Hb + Chl <sub>30</sub> + Pl + Q	550 *
39	1570-2	Gr <sub>21</sub> + Sil + Bi <sub>48</sub> + Pl + Q	670
		Gr <sub>15</sub> + Sil(f) + Bi <sub>49</sub> + Pl <sub>29</sub> + Q	600 *
40	1569-1	Gr <sub>21</sub> + Bi + Pl <sub>34</sub> + Q	—
		Gr <sub>13</sub> + Bi <sub>47</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q	590 *
41	1606-1	Gr <sub>16</sub> + Bi <sub>49</sub> + Pl <sub>43</sub> + Q	620
		Gr <sub>13</sub> + Bi <sub>46</sub> + Pl <sub>32</sub> + Q	600 *
42	1401-2	Gr <sub>17</sub> + Bi + Pl <sub>29</sub> + Q	—
		Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>44</sub> + Pl <sub>27</sub> + Q	630 *
43	1607-2	Gr <sub>20</sub> + Bi <sub>42</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q	700
		Gr <sub>13</sub> + Bi <sub>47</sub> + Pl <sub>29</sub> + Q	590 *
44	1608-4	Gr <sub>22</sub> + Bi + Pl + Q	—
		Gr <sub>12</sub> + Bi <sub>48</sub> + Mu + Pl <sub>28</sub> + Q	570 *
45	1094-9	Gr <sub>14</sub> + Hb <sub>40</sub> + Pl + Q	610
		Gr + Hb <sub>42</sub> + Pl + Q	—
46	1095-10	Gr <sub>13</sub> + Hb <sub>33</sub> + Pl <sub>33</sub> + Q	650
		Gr <sub>11</sub> + Hb <sub>31</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q	630 *
47	1085-15	Gr <sub>18</sub> + Hb + Pl <sub>44</sub> + Q	—
		Gr <sub>13</sub> + Hb <sub>40</sub> + Pl <sub>41</sub> + Q	600 *
		Gr <sub>33</sub> + Cpx <sub>68</sub> + Hb <sub>52</sub> + Pl + Q + Mt	760
48	1092-3	Gr <sub>23</sub> + Hb <sub>50</sub> + Pl <sub>46-50</sub> + Q	650 *
		Gr <sub>37</sub> + Bi <sub>66</sub> + Hb <sub>50</sub> + Pl <sub>65</sub> + Ru + Mt	850
49	1557-63	Gr <sub>38</sub> + Bi <sub>63</sub> + Hb <sub>64</sub> + Pl <sub>65</sub> + Ru	870
50	1560-5	Gr <sub>17</sub> + Hb <sub>41</sub> + Pl <sub>41</sub> + Q	650
		Gr <sub>14</sub> + Hb <sub>38</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q	640 *
51	1091-5-1	Gr <sub>16</sub> + Hb <sub>40</sub> + Pl <sub>49-50</sub> + Q	650
		Gr <sub>13</sub> + Hb <sub>38</sub> + Pl <sub>46</sub> + Q	620 *
52	1091-5A	Gr <sub>21</sub> + Hb <sub>47</sub> + Pl <sub>35</sub> + Q	650
		Gr <sub>17</sub> + Hb <sub>45</sub> + Chl <sub>55</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q	575 *
53	1091-10	Gr <sub>29</sub> + Bi <sub>57</sub> + Hb <sub>59</sub> + Pl + Q	840
		Gr <sub>21</sub> + Hb <sub>51</sub> + Pl <sub>46-48</sub> + Q	620 *
54	1564-2	Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>69</sub> + Pl + Q	630
		Gr <sub>12</sub> + Hb <sub>39</sub> + Pl <sub>40</sub> + Q	600 *
55	1091A-8	Gr <sub>22</sub> + Bi <sub>48</sub> + Pl + Q	670
		Gr <sub>14</sub> + Bi <sub>45</sub> + Pl <sub>27</sub> + Q	600 *
56	1550-3	Gr <sub>20</sub> + Bi <sub>46</sub> + Hb <sub>50</sub> + Pl <sub>48-50</sub> + Mt	770

Окончание табл.

1	2	3	4
57	1087-1	Gr <sub>20</sub> + Bi + Hb + Pl <sub>46</sub> + Q Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>45</sub> + Hb <sub>48</sub> + Pl <sub>40</sub> + Q Gr <sub>21</sub> + Bi <sub>45</sub> + Hb <sub>49</sub> + Pl + Q + Sph + Mt	— 625 * 700
58	1089-5	Gr <sub>15</sub> + Hb <sub>43</sub> + Pl <sub>48</sub> + Q + Mt Gr <sub>21</sub> + Bi <sub>45</sub> + Hb <sub>50</sub> + Pl <sub>48</sub> + Q Gr <sub>12</sub> + Bi <sub>42</sub> + Hb <sub>48</sub> + Pl <sub>42</sub> + Q	620 * 700 600 *
59	1081-12	Gr <sub>18</sub> + Bi + Pl <sub>32</sub> + Q Gr <sub>17</sub> + Bi <sub>53</sub> + Chl <sub>45</sub> + Pl <sub>28</sub> + Q	— 600 *
60	1081-14	Gr <sub>24</sub> + Hb <sub>47</sub> + Pl <sub>50-51</sub> + Q Gr <sub>23</sub> + Bi <sub>55</sub> + Pl' + Q	700 650
61	1618-15	Gr <sub>22</sub> + Bi <sub>54</sub> + Pl <sub>27</sub> + Q	640
62	1079-5	Gr <sub>16</sub> + Sil + Bi <sub>48</sub> + Pl + Q Gr <sub>13</sub> + Ky + Bi <sub>46</sub> + Mu + Chl <sub>30</sub> + Pl <sub>27</sub> + Q	680 600 *
63	1528-1	Gr <sub>19</sub> + Hb + Pl <sub>46</sub> + Q Gr <sub>13</sub> + Hb <sub>40</sub> + Pl <sub>41</sub> + Q	— 600 *
64	1085-15	Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>46</sub> + Ep <sub>7</sub> + Pl <sub>25</sub> + Q Gr <sub>19</sub> + Hb <sub>46</sub> + Ep <sub>10</sub> + Pl <sub>39</sub> + Q + Sph	620 * 620 * 650 *
67	1073A-7	Gr <sub>18</sub> + Bi <sub>44</sub> + Hb <sub>40</sub> + Pl <sub>44</sub> + Q Gr <sub>12</sub> + Bi <sub>40</sub> + Hb + Pl <sub>41</sub> + Q	670 620 *
68	1072-14	Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>45</sub> + Hb <sub>36</sub> + Chl <sub>49</sub> + Ep + Pl + Q	625
69	1517-1	Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>40</sub> + Pl + Q Gr <sub>12</sub> + Bi <sub>42</sub> + Pl <sub>20</sub> + Q	640 600 *
70	1064-1	Gr <sub>18</sub> + Hb + Pl <sub>48-50</sub> + Q Gr <sub>14</sub> + Bi <sub>37</sub> + Hb <sub>39</sub> + Pl <sub>45</sub> + Q	— 610 *
71	1077-3	Gr <sub>23</sub> + Bi <sub>49</sub> + Pl + Q Gr <sub>20</sub> + Bi <sub>50</sub> + Pl <sub>26-28</sub> + Q	670 650 *
72	1609-1	Gr <sub>23</sub> + Bi <sub>52</sub> + Pl + Q Gr <sub>16</sub> + Bi <sub>46</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q + Mt	680 600 *
73	1070-8	Gr <sub>13</sub> + Chl <sub>42</sub> + Pl <sub>29</sub> + Q	600 *
74	1070-7	Gr <sub>20</sub> + Hb + Pl <sub>44</sub> + Q Gr <sub>14</sub> + Bi <sub>43</sub> + Hb <sub>40</sub> + Pl <sub>38</sub> + Q	— 630 *
75	1506-9	Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>38</sub> + Pl + Q Gr <sub>11</sub> + Bi <sub>35</sub> + Pl <sub>26</sub> + Q	680 625 *
76	587-3	Gr <sub>18</sub> + Bi + Pl <sub>34</sub> + Q Gr <sub>13</sub> + Bi <sub>37</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q	— 640 *
77	1033-4	Gr <sub>20</sub> + Hb <sub>45</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q + Mt	650 *
78	1021-6	Gr <sub>6</sub> + Bi <sub>37</sub> + Pl + Q	520 *
79	1023-2	Gr <sub>14</sub> + Bi <sub>42</sub> + Ep <sub>16</sub> + Pl <sub>22</sub> + Q	600 *
80	1497A-2	Gr <sub>11</sub> + Bi <sub>41</sub> + Pl <sub>21</sub> + Q	590 *
81	1496-7	Gr <sub>15</sub> + Bi <sub>48</sub> + Mu <sub>44</sub> + Pl <sub>25</sub> + Q	610 *
82	1499-1	Gr <sub>14</sub> + Bi <sub>49-53</sub> + Mu <sub>48</sub> + Pl <sub>26</sub> + Q	600 *
83	1034-6A	Gr <sub>18</sub> + Ky + St <sub>18</sub> + Chl <sub>55</sub> + Mu <sub>30</sub> + Pl <sub>32</sub> + Q	600 *
84	1034-6	Gr <sub>16</sub> + Ky + St <sub>25</sub> + Bi <sub>41</sub> + Chl <sub>34</sub> + Mu <sub>32</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q	650 *
85	1034-10	Gr <sub>21</sub> + Ky + St <sub>18</sub> + Chl <sub>42</sub> + Mu <sub>35</sub> + Pl <sub>27</sub> + Q	650 *
86	1034-7	Gr <sub>13</sub> + Ky + St <sub>18</sub> + Bi <sub>41</sub> + Chl <sub>56</sub> + Mu <sub>30</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q	620 * 620 *
87	1462-8	Gr <sub>20</sub> + Ky + St <sub>25</sub> + Bi <sub>52</sub> + Chl <sub>57</sub> + Mu <sub>32</sub> + Pl <sub>33</sub> + Q	630 *
88	1485-1	Gr <sub>16</sub> + St <sub>26</sub> + Bi <sub>44</sub> + Mu + Pl <sub>23</sub> + Q + Mt	600 *

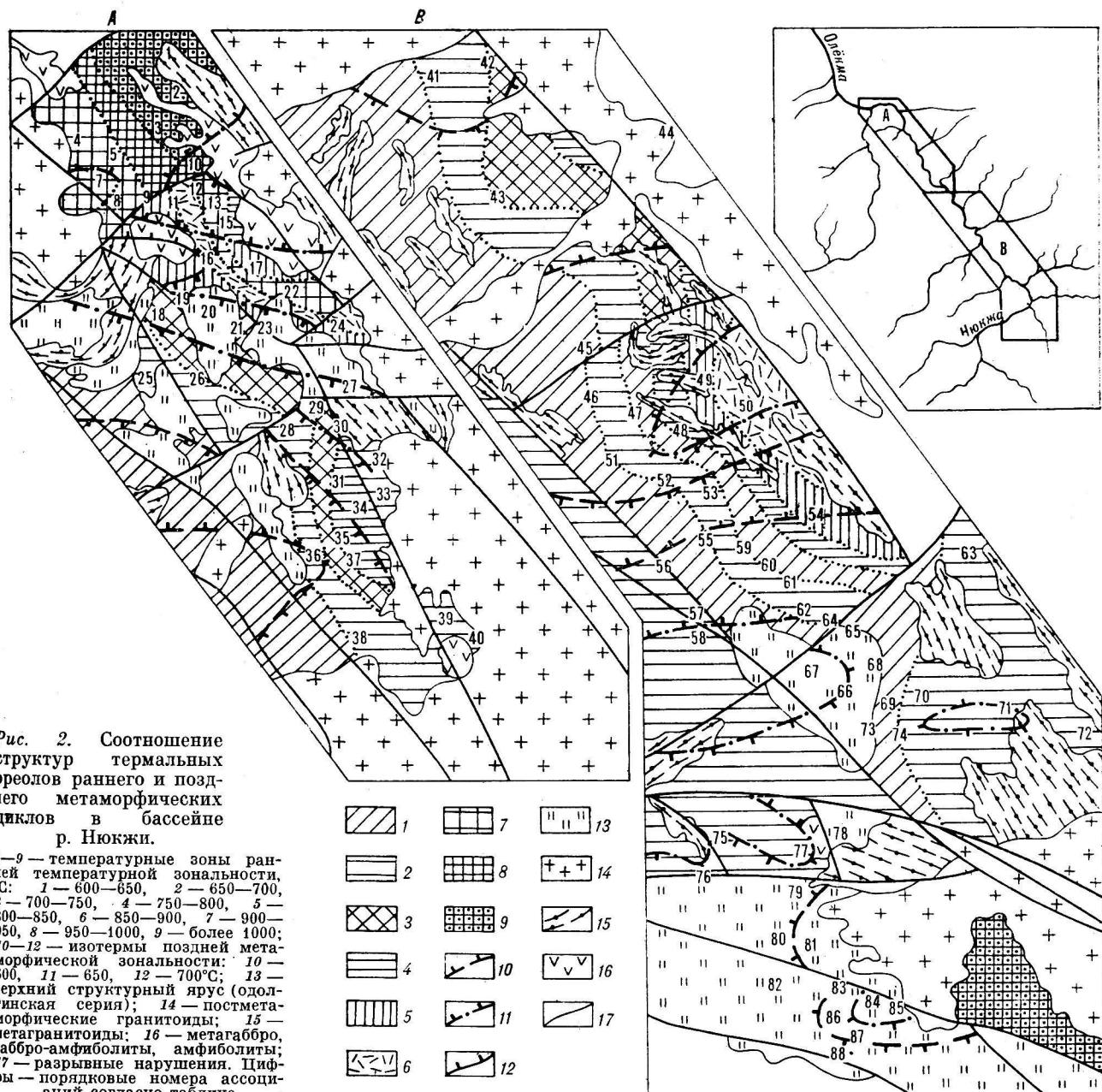
Приимечание. Для перекристаллизованных пород зверевской и становой серий приведены реликтовые (верхняя строка) и новообразованные (нижняя строка) парагенезисы; \* — температура повторного метаморфизма.

0,88) и титанистостью (0,11—0,27 ф. е.), что определяет ее принадлежность к особой высокотемпературной разновидности титанистых флогопитов [15]. Характерна сравнительно низкая глиноземистость флогопитов, которая существенно меняется в зависимости от состава пород: в силлиманитовых гнейсах Al<sup>IV</sup> 0,68—0,88, а в слюдяных всего 0,02—0,28 ф. е.

Гиперстенсодержащие парагенезисы Gr<sub>26-46</sub> + Нур<sub>48-65</sub> + Bi<sub>58-83</sub> + Pl<sub>39-72</sub> + Q; Нур<sub>52-61</sub> + Bi<sub>59-62</sub> + Pl<sub>30-72</sub> + Q встречаются исключительно в зверевской серии, приурочиваясь к нижним частям ее разреза. Эти парагенезисы проявлены на Курультинском и Хорогочинском участках Становой зоны уже за пределами изученной территории и в таблицу не включены. Гиперстен в них имеет повышенную магнезиальность (0,48—0,65) и глиноземистость (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,82—4,23 % мас.). Гранаты гиперстенсодержащих гнейсов отличаются сравнительно высоким содержанием CaO (3,4—10,2% Gros).

Кордиеритсодержащие парагенезисы (см. таблицу, № 32, 37) очень редки и наблюдаются только в низах разреза становой серии. Реликтовый гранат в них характеризуется довольно высокой марганцовистостью (5,5—11,6% Spes) и умеренной известковистостью (2,4—6,5% Gros). Ассоциирующие с гранатом кордиерит и биотит имеют гомогенное строение, но нередко обнаруживают незначительное снижение магнезиальности при их замещении новообразованным биотитом, который, в отличие от реликтовых разностей, имеет более высокую железистость и низкую титанистость. Реликтовый биотит обогащен алюминием (Al<sup>IV</sup> 1,22—1,44, Al<sup>VI</sup> 0,38—0,52 ф. е.) и при магнезиальности 0,37—0,50 имеет титанистость 0,10—0,22 ф. е.

Парагенезисы богатых кальцием пород очень разнообразны. В области высоких температур (выше 850°C) широко распространены двупироксеновые и гранат-двупироксеновые кристаллосланцы, которые в более низкотемпературных условиях сменяются безгиперстеновыми ассоциациями (см. таблицу, № 1—4). Отметим, что в самых нижних и высокотемпературных частях разреза резко преобладают высокомагнезиальные сланцы, в которых гранат неустойчив и встречается очень редко. Поэтому для этой зоны использован двупироксеновый геотермометр. В целом магнезиальность гиперстенов в двупироксеновых сланцах колеблется очень сильно ( $X_{Mg} = 0,77-0,30$ ), что обусловлено, в первую очередь, влиянием состава пород. Этот же фактор определяет и низкую глиноземистость гиперстенов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,65—2,85 % мас.). Клинопироксен представлен салитом, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в нем составляет 2,0—4,34, Na<sub>2</sub>O — 0,14—1,04 % мас., причем оба эти параметра увеличиваются с ростом температуры. Роговая обманка, окраска которой варьирует от коричне-



вой до зеленой, меняет магнезиальность, как и пироксены, в широких пределах — от 0,75 до 0,35. Ее характерная особенность — постоянное высокое содержание  $TiO_2$  (2,05—2,71% мас.). В безгиперстеновых породах из низкотемпературных субфаций гранулитов содержание  $TiO_2$  в роговых обманках падает до 1,55—1,95% мас. Встречаются также бледноокрашенные до бесцветных амфиболы-паргаситы, которые отличаются низким содержанием  $TiO_2$  (0,7—0,8% мас.) и повышенным — глиноземом. Ассоциирующие с ними биотиты, обладающие буроватой или красноватой окраской, имеют высокую титанистость (2,45—5,31% мас.). С уве-

личением температуры содержание  $TiO_2$  возрастает, а красные тона интенсифицируются.

Новообразованные парагенезисы (см. таблицу), возникшие в зверевской и становой сериях при метаморфизме позднего цикла, по своим термодинамическим характеристикам и составу минералов близки к парагенезисам прогрессивно метаморфизованных пород одолгинской серии. Как отмечено выше, в диафторитах обеих древних серий к новообразованной минеральной ассоциации позднего метаморфического цикла относятся составы внешних кромок диафторических оболочек гранатов и равновесных с ними минералов окружения.

В бедных CaO породах новообразованные минералы представлены вторичным биотитом, мусковитом, хлоритом, в высокоглиноземистых разностях — также кианитом или фибролитом, замещающим силлиманит (см. таблицу, № 16, 17, 22, 31, 37, 39, 63). Биотиты отличаются очень низкими магнезиальностью ( $X_{Mg}$  0,35—0,57) и титанистостью (0,05—0,19 ф. е.), обнаруживая ясную зависимость этих характеристик от уровня метаморфизма. Глиноземистость биотитов повышена ( $Al_{общ}$  1,48—1,82;  $Al^{IV}$  1,15—1,45 ф. е.). Биотиты, замещающие гранат, отличаются, кроме того, повышенным содержанием  $MnO$ , составляющим обычно 0,20—0,34% мас. В богатых CaO породах появляются роговые обманки и эпидоты. Биотиты таких пород отличаются несколько пониженной глиноземистостью ( $Al_{общ}$  1,41—1,68 ф. е.). Вторичные роговые обманки по сравнению с первичными имеют пониженные магнезиальность ( $X_{Mg}$  0,25—0,58) и титанистость (0,02—0,18 ф. е.).

Температура кристаллизации внешних кромок рекристаллизованных гранатов зверевской и становой серий колеблется в пределах 550—700°C. На основании этих данных выделены метаморфические зоны, разделенные изотермами 600 и 650°C. На карте (рис. 2), чтобы обозначить максимум метаморфизма, условно показана также изотерма 700°C.

Парагенезисы гранатсодержащих пород одолгинской серии (см. таблицу, № 23, 65, 66, 68, 73, 78—88) возникли в прогрессивных условиях позднего метаморфического цикла. Гранаты одолгинской серии, как отмечалось выше, обладают ясно выраженной прогрессивной зональностью; гомогенные кристаллы встречаются лишь как исключение и только в наиболее высокотемпературных породах. Биотит и хлорит гомогенны, ставролит обнаруживает слабую зональность с уменьшением магнезиальности к краям зерен. Магнезиальность биотитов из бедных CaO пород колеблется в узких пределах (0,41—0,53). Существенно меняется содержание  $TiO_2$ : от 0,74 до 4,86% мас. (0,04—0,29 ф. е.). Содержание алюминия, особенно в шестерной координации, с переходом от умеренно-к высокоглиноземистым породам возрастает ( $Al_{общ}$  от 1,46—1,67 до 1,66—1,80,  $Al^{IV}$  от 0,10—0,38 до 0,36—0,50 ф. е.). В богатых CaO породах магнезиальность, титанистость и глиноземистость биотитов ниже:  $X_{Mg}$  0,37—0,46,  $Ti$  0,06—0,19 ф. е.,  $Al^{IV}$  1,16—1,34,  $Al^{VI}$  0,10—0,29 ф. е. Амфиболы представлены синезеленой и зеленой роговыми обманками и куммингтонитом. Магнезиальность роговых обманок составляет 0,35—0,67, они характеризуются низкой титанистостью (0,04—0,13 ф. е.) и глиноземистостью ( $Al_{общ}$  1,49—2,37,  $Al^{VI}$  0,55—0,88 ф. е.). Содержание щелочей почти не меняется ( $Na + K = 0,50—0,57$  ф. е.). Рого-

вые обманки большей частью гомогенны, по встречаются и зональные, в которых к краям растет магнезиальность и падает содержание кальция. Куммингтонит также имеет низкую магнезиальность (0,35). Плагиоклаз широко варьирует по основности, очень характерна обратная зональность.

Температура кристаллизации внешних зон одолгинских гранатов составляет 520—650°C.

## ЭВОЛЮЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ РЕЖИМОВ И СТРУКТУРЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Используя свойство граната тонко реагировать на изменение термодинамических условий метаморфизма, удалось применить имеющиеся методы минералогической термометрии для картирования температурной зональности для каждого из двух проявленных метаморфических циклов. Высокая разрешающая способность применяемого метода позволила провести дробное (через каждые 50°C) расчленение температурного поля на метаморфические зоны, установить их расположение на местности и расшифровать структуру разновозрастных термальных ореолов. Границы зон определены путем интерполяции полученных минералотермометрических данных (см. таблицу), плотность которых оказалась достаточной для выделения температурных зон с интервалом в 50°C.

Температурная зональность раннего метаморфического цикла проявилась в очень широком интервале температур: от 600 до 1000°C и выше. Ею охвачены только породы зверевской и становой серий. Раннее температурное поле разделено на девять зон, прослеженных на местности (см. рис. 2). Главной особенностью ранней метаморфической зональности является конформность термальных и стратиграфических поверхностей, которые на значительных расстояниях оказываются примерно параллельными друг другу, пересекаясь под острым углом. Уровень метаморфизма коррелируется с положением толщ в стратиграфическом разрезе, регулярно возрастаая вниз по стратиграфической вертикали. В этом же направлении с ростом температуры увеличивается и давление (рис. 3). Переход давлений в зверевской и становой сериях составляет приблизительно 5 кбар (изменяясь от 5—6 до 10—11 кбар), что соответствует мощности ~17 км. Измеренная стратиграфическая мощность толщ превышает 13 км. Учитывая, что обе цифры определены очень грубо, расхождение можно считать допустимым.

Конформность ранней метаморфической зональности сложной складчатой структуры комплекса указывает на то, что метаморфизм осуществлялся до главной фазы складчатости,

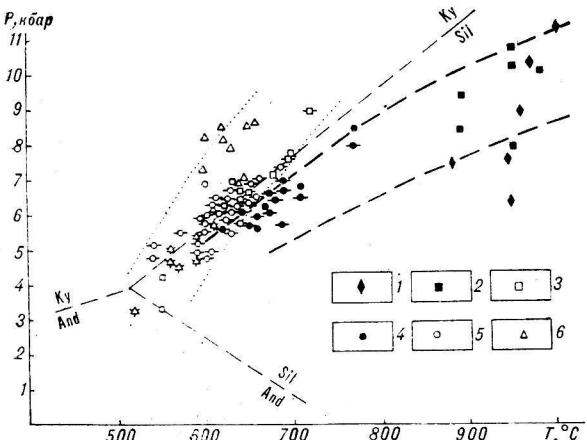


Рис. 3. РТ-параметры метаморфизма и положение геотерм раннего и позднего метаморфических циклов на северо-западе Становой области.

1—3 — Зверевская серия: 1—2 — реликтовые ассоциации мебазитов (1) и метапелитов (2); 3 — новообразованные парагенезисы; 4—5 — становая серия: реликтовые (4) и новообразованные (5) ассоциации; 6 — первичные парагенезисы одолгинской серии. Знаки со штрихами — данные определены по гранат-биотитовому геотермометру и геобарометру Л. Л. Перчука [11], остальные — по различным геотермометрам и геобарометрам [2, 16—18, 20, 21]. Пунктир, точки — соответственно положение архейской и раннепротерозойской геотерм.

когда свиты залегали полого и приблизительно параллельно близгоризонтальным изотермальным поверхностям теплового поля.

Единство ранней метаморфической зональности и ее согласованность со стратиграфическим расположением зверевской и становой серий лишний раз доказывает принадлежность обеих древних серий к единому разрезу. Имеющиеся изотопные данные по изученному и смежным районам свидетельствуют об архейском возрасте этого разреза. Возраст раннего гранулитового метаморфизма, определенный по цирконам, составляет 2,6 млрд. лет.

*Метаморфическая зональность позднего цикла* с вариациями температур от 550 до 700°C и давлений от 3 до 7—8 кбар проявлена в породах всех трех нижнедокембрийских серий. В поле развития пород зверевской и становой серий она картируется по новообразованным парагенезисам; в ореолах распространения пород одолгинской серии — по температурному равновесию первичных парагенезисов. На участках развития пород жильной серии, представленных дайками метагаббро и амфиболитов, термодинамический режим позднего метаморфизма восстанавливается по парагенезисам (см. таблицу, № 9, 14, 15, 29, 35, 77), возникшим в результате их перекристаллизации.

Распределение температурных зон в пределах выходов одолгинской серии должно образом не изучено из-за малых размеров выходов, иногда соизмеримых с шириной зон,

а также вследствие нерасчлененности низкотемпературной зоны, включающей низы амфиболитовой и всю зеленосланцевую, лишенную гранатов, фацию. Создается впечатление, что вверх по разрезу серия уровень метаморфизма падает, однако местами налицо и явный перепад температур по латерали. Кроме того, температурные зональности позднего метаморфизма зверевской и становой серий, с одной стороны, и прогрессивного метаморфизма одолгинской серии — с другой, согласуются, сливаются воедино, что позволяет отождествлять их и признать результатом одного метаморфического события послеодолгинского, т. е. раннепротерозойского возраста. Конфигурация метаморфических зон (см. рис. 2) показывает, что температурное поле этого возраста состояло из ряда субширотных термальных «антиклиналей» и «брахиантиклиналей», разделенных депрессиями. Метаморфические зоны имеют довольно большую ширину, что, видимо, обусловлено их пологим залеганием.

Таким образом, данные минералотермометрии, полученные по новообразованным и первичным парагенезисам поздней кристаллизации, свидетельствуют о довольно низкой градиентности позднего метаморфизма по температуре (см. рис. 3). В целом температура и давление позднего метаморфизма, как и раннего, изменяются сопряженно, что свидетельствует о его литостатической природе.

*Соотношение равновозрастных метаморфических ореолов и эволюция термальных режимов.* Простирации температурных зон раннего и позднего метаморфических полей имеют различную ориентировку, занимая перекрестное положение по отношению друг к другу. Метаморфические зоны раннего этапа дислоцированы и конформны складчатой структуре района, простираясь в северо-западном направлении (см. рис. 2). Поздняя метаморфическая зональность очерчивает ряд субширотных термальных геоантиклиналей, пересекающих под большими углами архейскую тектоническую и метаморфическую структуру. Признаки существенной деформации новообразованной зональности отсутствуют.

Сравнение тепловых режимов раннего и позднего метаморфических циклов (см. рис. 3) обнаруживает падение геотермического градиента со временем: для раннего этапа он составлял около 15, для позднего — примерно 10°C/км. Каждый этап метаморфизма характеризуется собственным трендом РТ-отношений, отражающим характер геотермального режима данной эпохи. Это указывает на самостоятельность раннего и позднего метаморфических циклов и на их принадлежность к разным этапам геологического развития — архейскому и раннепротерозойскому.

Таким образом, вся совокупность данных по геологическим соотношениям супракrustальных серий и особенностям их структурной и метаморфической эволюции свидетельствует в пользу существования на северо-западе Становой области двух разновозрастных циклов, каждому из которых соответствовала эпоха становления соответствующего структурно-вещественного комплекса: ранний — этап становления единого архейского комплекса (зверевская и становая серии); поздний ознаменован становлением раннепротерозойской одолгинской серии.

Из проведенных исследований следуют выводы.

1. Становая серия, в отличие от зверевской, не является продуктом диафтореза пород гранулитовой фации, но это и не однократно прогрессивно метаморфизованные образования. Серия состоит из пород, дважды метаморфизованных в близких термодинамических условиях амфиболитовой фации. Ранний амфиболитовый

метаморфизм становой серии изохронен гранулитовому метаморфизму зверевской, и обе серии связаны между собой единой метаморфической зональностью. В отличие от становой серии одолгинская однократно метаморфизована в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. Первичный метаморфизм одолгинской серии синхронен позднему метаморфизму становой и диафторезу зверевской серии.

2. Структура раннедокембрийского поля в изученном районе является результатом наложения двух разновозрастных метаморфических зональностей. Ранняя зональность конформна геологической структуре и проявилась до главной фазы складчатости. Вертикальный геотермический градиент в раннем протерозое составлял  $\sim 15^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Поздняя зональность вторичного метаморфизма резко дискордантна к архейской складчатой структуре (и первичной температурной зональности). Геотермический градиент составлял  $\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{км}$ .

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород.— М.: Наука, 1982.
2. Аранович Л. Я., Подлесский К. К. Гранат-плагиоклазовый геобарометр.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 5.
3. Аранович Л. Я., Подлесский К. К. Экспериментальное изучение равновесия гранат + силлиманит + кварц-кордиерит.— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 6.
4. Каstryкина В. М., Каstryкин Ю. П., Ельянов А. А. Геологическое строение и метаморфические особенности докембрийских образований Нюкжинско-Тындинского участка БАМ.— В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
5. Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
6. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии удокано-становой зоны.— М.: Наука, 1967.
7. Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен — клиноциркосен и ортопироксен — оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Недра, 1968.
8. Миронюк Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембра западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса.— В кн.: Геология и петрология докембра Алданского щита. М.: Наука, 1966.
9. Панченко И. В., Чубаров В. М. Химическая зональность гранатов как критерий температурной эволюции раннедокембрийских комплексов северо-запада Становой зоны.— Геол. и геофиз., 1982, № 11.
10. Панченко И. В., Чубаров В. М., Шульдинер В. И. Эволюция гранатов и возрастные соотношения метапелитовых гнейсов на северо-западе становой области (бассейн Нюкжи).— Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 2.
11. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970.
12. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах.— М.: Недра, 1976.
13. Судовиков И. Г., Глебовицкий В. А. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита.— Л.: Наука, 1965.
14. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ.— М.: Недра, 1982.
15. Шульдинер В. И., Панченко И. В. Высокотемпературные гранулиты бассейна р. Нюкжи (Становая складчатая область).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9.
16. Шульдинер И. С., Панченко И. В., Шульдинер В. И. Стратиграфия и минерализация нижнего докембра бассейна р. Нюкжи.— Сов. геол., 1983, № 8.
17. Arkai P., Nagy G., Panto Gy. Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks and their genetic significance.— Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1975, v. 19, (1—2).
18. De Bethune P., Laduron D., Cocquet J. Diffusion processes in resorbed garnets.— Contrib. Miner. Petrol., 1975, v. 50, N 3.

19. Cygan R. T., Lasaga A. C. Crystal growth and the formation of chemical zoning in garnets.— Contrib. Miner. Petrol., 1982, v. 79.
20. Ganguly J. Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, v. 43.
21. Ghent E. D. Plagioclase — garnet —  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  — quartz: a potential geobarometer-geothermometer.— Amer. Miner., 1976, v. 61, N 7—8.
22. Harte B., Henley K. J. Occurrence of compositionally zoned almandinic garnets in regionally metamorphosed rocks.— Nature, 1966, v. 210, N 5037.
23. Kornprobst J. Garnet zoning and orthopyroxene + plagioclase coronitisation.— Contrib. Mineral. Petrol., 1977, v. 61, N 3.
24. Linthout K., Westra L. Compositional zoning in almandinerich garnets and its relation to the meta-
- morphic history of their host rocks.— Proc. Koninkl. nederl. akad. wet., 1968, v. 71, ser. B, N 4.
25. Perkins D., Newton R. C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet — pyroxene — plagioclase — quartz.— Nature, 1981, v. 292, N 9.
26. Saxena S. K. Garnet-clinopyroxene geothermometer.— Contrib. Miner. Petrol., 1979, v. 70, N 3.
27. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems.— Contrib. Miner. Petrol., 1977, v. 62, N 2.
28. Wood B. J., Banno S. Garnet — orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems.— Contrib. Miner. Petrol., 1973, v. 42, N 2.
29. Wood B. J. The partitioning of Fe and Mg between garnet and pyroxene.— Carnegie Inst. Washington, 1976, v. 75.

*ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток*

---

*Поступила в редакцию  
4 февраля 1984 г.*

Ю. А. Мартынов

## ТИПОМОРФНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ КОНТРАСТНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Изучено содержание, распределение и поведение микроэлементов в породообразующих минералах и породах контрастной эоцен-миоценовой формации Нижнего Приамурья. На основании полученных данных, а также сведений, приводимых в литературе, делается вывод, что типоморфным геохимическим признаком

Происхождение контрастных формаций — один из наиболее дискуссионных вопросов современной петрологии, который в конечном счете сводится к решению проблемы происхождения больших объемов кислых пород.\* Существуют две основные точки зрения на этот вопрос. Первая связывает образование кислых вулканитов с процессами дифференциации базальтоидных магм [1, 21]; вторая отводит базальтоидам роль, главным образом, энергетического источника, воздействие которого на коровый материал приводит к выплавлению из последнего кислых анатектических расплавов [2, 19]. Более однозначное решение проблемы, оценка достоверности той или иной петрогенетической модели требуют проведения детальных петрологических исследований.

В настоящей работе приводятся данные геохимического изучения кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. В качестве сравнения используются данные по содержанию микроэлементов в вулканитах татаркинского (липаритовая формация) и андезитового (андезитовая формация) комплексов, происхождение которых в настоящее время связывается с процессами плавления соответственно корового и мантийного субстрата.

Количественный спектральный анализ пород и минералов был выполнен в Лаборатории физико-химических методов исследования ДВГИ ДВНЦ АН СССР (аналитики Т. В. Ланкова, Т. В. Сверкунова). Чувствительность метода  $10^{-5}$  г/т, воспроизводимость 10—30%.

\* Под контрастными формациями понимаются базальт-липаритовые ассоциации вулканогенных пород, крайние по основности члены которых пространственно совмещены, близки по времени образования и сопоставимы по объему извергнутого материала.

вулканитов ассоциаций является низкое содержание элементов группы железа, что сближает их с кислыми дифференциатами базальтоидных магм. Предполагается, что, по крайней мере, некоторые разновидности пород кислой группы контрастных формаций генетически родственны базальтоидам.

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Согласно существующим структурно-текtonическим схемам Нижнее Приамурье является северным окончанием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, и разрез вулканогенных образований здесь в целом типичен для всего северного Сихотэ-Алиня. В эоценовое время площадный кислый (липаритовая формация, татаркинский комплекс) и андезитовый (андезитовая формация, андезитовый комплекс) вулканизмы верхнего мела и палеоэона сменились эпохой базальт-липаритового вулканизма, продукты которого выделяются в контрастную эоцен-миоценовую формацию [11, 15, 16]. Формация включает в себя три эффузивно-экструзивных комплекса — эоценовый кузнецовский (основные и средние вулканиты), олигоценовый колчанский (средние и кислые вулканиты) и миоценовый кизинский (основные вулканиты). Они совмещены пространственно и выполняют крупные полигенные вулканотектонические структуры длительного развития. Примером последних могут служить Амуро-Акчинская и Коль-Тывлинская структуры (рис. 1), которые явились объектом детального исследования.

Вулканогенные образования кузнецового комплекса, выполняющие Амуро-Акчинскую и Коль-Тывлинскую структуры, представлены гомодромной серией: базальт, андезитобазальт, андезит ( $\text{SiO}_2$  соответственно 48—50, 52—55, 57—60%) (табл. 1). Андезиты в строении комплекса играют подчиненную роль, формируя сравнительно небольшие по размерам экструзивные тела в зонах периферийных кольцевых разломов полигенных вулканотектон-

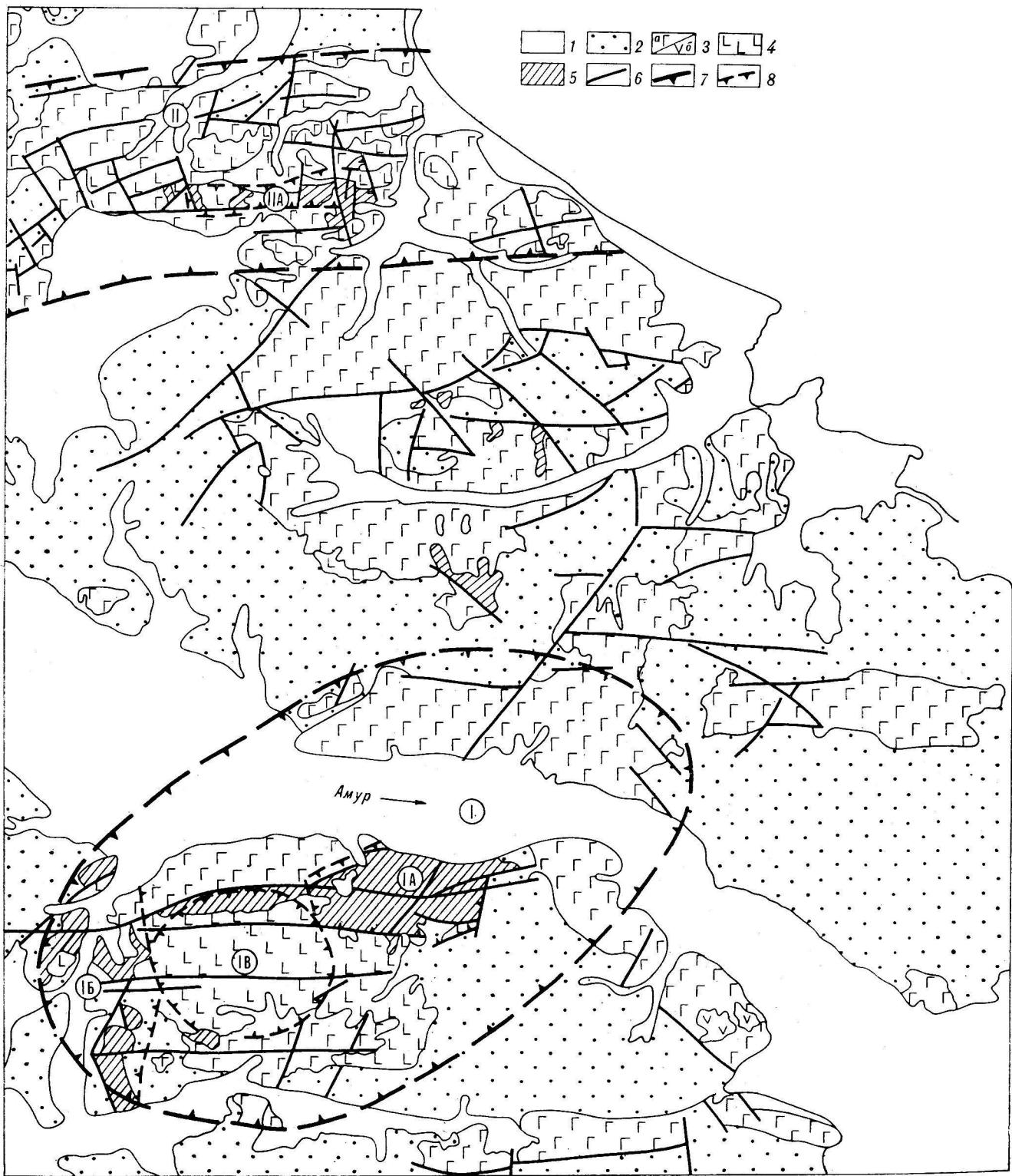


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Нижнеамурской вулканической зоны.

1 — аллювиальные отложения; 2 — осадочные и магматические образования позднемелового — палеоценового возраста; 3 — кузнецкий комплекс: базальты и андезитобазальты (а), андезиты (б); 4 — кизинский комплекс: андезитобазальты; 5 — колчанский комплекс: кислые и средние вулканиты; 6 — геологические границы; 7 — границы полигенетических вулканотектонических структур; 8 — границы депрессий, выполненных породами колчанского комплекса. I — Амуро-Ачинская, II — Коль-Тывлинская полигенные структуры: IA — Бухтянская, IB — Масловская, II — Денисовская, IIIA — Белогорская депрессии.

Таблица 1

## Средние химические анализы вулканогенных образований Нижнего Приамурья, вес. %

Порода	Количество проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
<i>Колчанский комплекс</i>												
Крупнопорфировый андезитодиабаз	7	62,41	0,62	18,61	2,92	1,82	0,10	1,39	4,21	4,54	2,58	99,10
Субщелочная плагиолипарит	8	73,40	0,31	13,54	1,20	0,38	0,09	0,62	0,97	4,68	4,27	99,46
Липаритовый ингимбрит	3	72,37	0,24	14,40	1,57	0,94	0,09	1,03	1,18	3,44	3,74	99,02
<i>Кузнецовский комплекс</i>												
Базальт	10	48,81	1,21	18,32	3,91	6,29	0,18	6,83	8,66	3,50	1,22	99,13
Андрезитобазальт	16	53,17	1,33	17,99	3,34	5,37	0,16	5,17	8,10	3,17	1,40	99,20
Андрезит	8	60,32	0,69	17,24	2,78	3,74	0,12	2,76	5,52	3,90	1,80	99,07
<i>Кизинский комплекс</i>												
Андрезитобазальт	15	53,45	1,48	16,90	4,60	4,85	0,14	5,22	7,76	3,35	1,48	99,23
<i>Андрезитовый комплекс</i>												
Андрезитодиабазы	3	65,30	0,62	16,79	2,26	1,86	0,09	1,75	2,37	4,00	3,97	99,01
<i>Татаркинский комплекс</i>												
Липаритовый ингимбрит	8	73,13	0,26	13,42	1,13	0,87	0,05	0,52	0,50	2,81	5,53	99,22
<i>Андрезитодиабазы как смесь базальта и плагиолипарита 1 : 1</i>												
		62,57	0,86	15,58	2,27	2,88	0,07	0,62	1,03	3,01	4,87	

нических структур. Для базальтов и андрезитобазальтов характерны повышенные содержания глинозема (17—18%) и щелочей (около 5%). При нормативных пересчетах в базальтах выявляется оливин и гиперстен (насыщенные толеиты), а в андрезитобазальтах — нормативный кварц (кварцевые толеиты).

Отличительная особенность вулканогенных образований колчанского комплекса — значительная «пестрота» составов: от андрезитодиабазов до липаритов ( $\text{SiO}_2$  соответственно 60—63, 70—72%) при резком преобладании последних. Формирование вулканогенных образований произошло в три этапа: 1 — излияние липаритовых ингимбритов; 2 — формирование покровов, сложенных лавами субщелочных липаритодиабазов и туфами аналогичного состава; внедрение субвулканических и экструзивных тел трахиадиабазов, субщелочных липаритодиабазов, плагиолипаритов; 3 — излияние лав андрезитодиабазового состава и внедрение экструзий и субвулканических тел крупнопорфировых андрезитодиабазов.

Липаритовые ингимбриты — наиболее ранние среди вулканитов — обнаружены только в пределах Амуро-Акчинской полигенной структуры, где они, судя по разрозненным выходам среди базальтоидов кизинского комплекса, образуют довольно крупный ареал в приводораздельной части рек Амура и Ачки. Эти породы

отличаются значительным распространением (до 75% всего объема кислых вулканитов формации) и известной структурной самостоятельностью, выраженной пространственной разобщенностью ареала ингимбритов с площадями развития более молодых по возрасту вулканитов. Субщелочные плагиолипариты и липаритодиабазы, а также андрезитодиабазы встречаются в обеих полигенных структурах. Несмотря на вариации состава, эти разновидности пород пространственно совмещены и выполняют сравнительно небольшие по размерам грабенообразные вулканотектонические депрессии — Бухтыянскую, Масловскую и Белогорскую. Первые две входят в состав Амуро-Акчинской, последняя — в Коль-Тывлинскую полигенные структуры. Вулканогенные образования второго и третьего этапов характеризуются также общими для всех пород петрографическими и петрохимическими особенностями, что позволяет предполагать их генетическое родство [10, 11].

Вулканиты кизинского комплекса по своему составу отвечают высокоглиноземистым андрезитобазальтам с нормативным кварцем и гиперстеном ( $\text{SiO}_2$  52—54%). По петрографическим и петрохимическим особенностям они не отличаются от близких по кислотности вулканитов кузнецковского комплекса [11].

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МИНЕРАЛАХ И ПОРОДАХ

Распределение микроэлементов в минералах эоцен-миоценовой контрастной формации (табл. 2) в основном соответствует закономерностям их распределения в магматических образованиях [6, 13, 18, 20]. Так, Ni и Co пре-

имущественно концентрируются в оливинах (до 958 и 195 г/т соответственно), в меньшей степени в магнетитах (до 290 и 120 г/т) и пироксенах (до 93 и 74 г/т); Cr, V, Pb, Sn, Zn накапливаются главным образом в магнетитах, но Cr в значительном количестве входит в клинопироксен (до 458 г/т), а также в оливин (до 365 г/т), V — в пироксен, роговую об-

Таблица 2

**Среднее содержание и коэффициенты накопления элементов-примесей в фемических минералах вулканогенных пород Нижнеамурской вулканической зоны**

Порода	Минерал	Коли- чество проб	Ni	Co	Cr	V	Pb	Sn	Zr	Zn	Sc	Ag	Ni/Co
<i>Колчанский комплекс</i>													
Андезитода- цит	Клинопирок- сен	4	27 3,9	29 3,6	25 4,2	228 3,2	4 0,2	1 0,5	51	54 0,8	169	0,05 0,6	0,93
	Ортопирок- сен	6	47 6,7	30 3,8	10 1,6	70 1,0	2 0,1	5 2,5	27	22 0,32	38,5	0,12 1,5	1,60
	Амфибол	5	39 5,6	36 4,5	13 2,2	352 5,0	7 0,3	6 3,0	73	315 4,6	142,3	0,36 4,5	1,11
	Магнетит	4	60 8,7	150 18,8	300 50	1900 26,8	26 1,2	5 2,5	65	880 12,8	—	Не опре- делялось	0,40
Субщелочной плагиогранит	Биотит	3	2,0 0,4	7 2,3	9 1,3	30 1,3	6 0,6	7 1,8	245	210 3,28	32	0,10 1,1	0,30
	Магнетит	1	13 2,6	19 6,3	27 3,9	320 13,9	14 1,4	18 4,5	120	2700 42,2	—	—	0,70
<i>Кузнецковский комплекс</i>													
Базальт, ан- дезитобазальт	Оlivин	5	858 14,5	196 7,5	108 1,93	138 0,9	2 0,14	5 1,7	23	—	215	0,13 0,76	4,4
	Клинопирок- сен	3	98 1,7	52 2,0	458 8,2	345 22	1 0,07	0,1 2,7	64	150 2,2	215	0,15 0,9	1,9
	Магнетит	4	520 8,8	130 5,0	1600 28,6	4100 26,5	9 0,6	7 2,3	210	520 7,8	—	—	4,0
<i>Кизинский комплекс</i>													
Андезитоба- зальт	Оlivин	2	720 13,3	117 5,6	365 6,1	44 0,25	0,1	6	21	350	69	0,18	6,1
<i>Андезитовый комплекс</i>													
Андезит	Клинопирок- сен	3	41 2,3	56 4,0	71 2,7	443 3,8	0,1	5 1,7	90	458 8,2	300	0,21 4,0	0,73
	Ортопирок- сен	4	25 1,4	74 5,3	25 0,96	79 0,68	3 0,14	8 2,7	5	788 14,1	58	0,21 3,0	0,32
	Амфибол	3	43 2,4	53 3,8	47 1,8	677 5,8	9 0,4	4 1,3	103	190 3,4	132	0,14 2,0	0,81
	Магнетит	4	25 1,4	58 4,1	393 15,1	2300 19,8	8 0,36	19	116	342 24,0	—	—	0,43
<i>Татаркинский комплекс</i>													
Липаритовый литимбрит	Биотит	4	14 1,3	27 5,4	4 0,4	181 4,6	26 1,4	4 2,0	104	445 8,4	36	0,3 3,0	0,5
	Магнетит	3	14 1,3	54 10,8	8 0,7	1287 33,0	38 2,8	45 22,5	280	3427 64,7	—	—	0,3

П р и м е ч а н и е. В числителе — среднее содержание элемента, г/т; в знаменателе — отношение концентрации элемента в минерале к его концентрации в породе ( $K_H$ ).

манку, оливин (соответственно до 345, 352, 138 г/т); Sn, Zn, Zr, Pb помимо магнетита входят в состав водосодержащих минералов (биотит, амфибол), которые, судя по петрографическим данным, выделяются в поздние стадии кристаллизации магматических пород. Sc более всего фиксируется клинопироксеном и биотитом (до 215 и 210 г/т), в меньшей мере — роговой обманкой (до 175 г/т). Ag обычно встречается в роговой обманке (до 0,36 г/т). Принято считать, что распределение элементов-примесей по минеральным фазам подчиняется правилу Гольшмидта: в минерал предпочтительно входит микроэлемент, наиболее близкий замещаемому элементу-хозяину по заряду и ионному радиусу. Поэтому в железомагнезиальных минералах преимущественно накапливаются микроэлементы группы железа (Ni, Co, Cr, V), имеющие близкие к  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  кристаллохимические характеристики.  $Ni^{2+}$  и  $Co^{2+}$  ( $r$  0,74 и 0,78 Å) изоморфно замещают  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  ( $r$  0,80 и 0,74 Å);  $Cr^{2+}$  и  $V^{2+}$  ( $r$  0,64 и 0,67 Å) — главным образом  $Fe^{3+}$  ( $r$  0,67 Å), и вследствие этого более высокие концентрации Cr и V отличают амфибол, биотит и магнетит (сравнительно поздние по времени кристаллизации минералы, в которых содержания  $Fe^{3+}$  существенно выше) от оливины и пироксенов.

В одних и тех же минералах из различных по кислотности пород контрастной формации содержание элементов-примесей различно (см. табл. 2). Наиболее высокие концентрации характерны минералам базальтоидов, наиболее низкие — минералам кислых вулканитов колчанского комплекса, в которых содержания Cr, Ni, Co ниже, чем в минералах из близких к ним по кислотности вулканитов андезитовой и липаритовой формаций. Геохимические особенности минералов-вкраепленников липаритовых игнимбритов начального этапа формирования колчанского комплекса несколько своеобразны и близки к минералам из кислых вулканитов липаритовой формации (см. табл. 2).

По-видимому, различия объясняются тем, что концентрация того или иного элемента в разных минералах определяется не только кристаллохимическими характеристиками, но и активностью элемента в расплаве. Последняя же функционально связана как с концентрацией элемента, так и с термодинамическими условиями, прежде всего с температурой кристаллизации минерала-хозяина. Оценить, какой из этих факторов оказывал преобладающее влияние на уровень фиксации элементов, можно с помощью коэффициента накопления ( $K_n$ ), отражающего отношение концентрации элементов-примесей в минерале и породе.

Для расчета  $K_n$  использованы средние значения концентраций элементов-примесей в минералах и породах контрастной, андезитовой и липаритовой формаций зоны (см. табл. 2). Полученные значения нанесены на диаграмму (рис. 2), из которой видно, что  $K_n$  таких термофильных элементов, как Ni, Cr, V, в минералах кислых вулканитов контрастной формации выше, чем в минералах, близких по кислотности пород андезитовой и липаритовой формаций. Это позволяет предполагать, что кристаллизация кислых вулканитов контрастной формации происходила при сравнительно высоких температурах, а малые концентрации элементов в минералах этих пород объясняются их низким содержанием в родоначальном магматическом расплаве.

Важным показателем влияния процессов кристаллизационной дифференциации на происхождение магматических пород принято считать Ni/Co-отношение [7, 8, 25]. Как показали многочисленные определения коэффициентов распределения элементов-примесей между минералами вулканических пород и основной массой, а также результаты экспериментов [23, 26], при сходстве поведения Ni и Co в магматическом процессе Ni предпочтительнее входит в железомагнезиальные минералы, и в

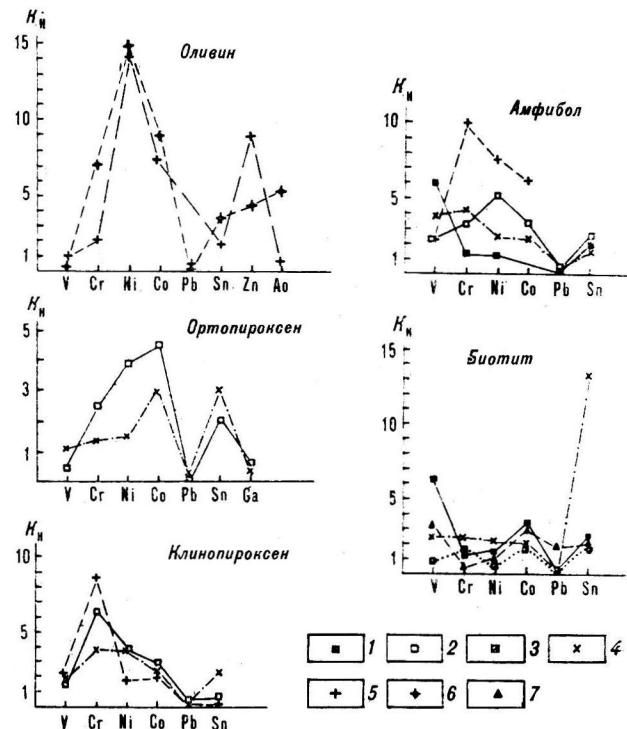


Рис. 2. Коэффициенты накоплений ( $K_n$ ) элементов-примесей в минералах.

Колчанский комплекс: 1 — субшелочные липаритодактизы, 2 — андезитодактизы, 3 — субшелочные плагиолипариты; андезитовый комплекс: 4 — андезитодактизы; кузнецковский комплекс: 5 — базальты, андезитобазальты; кизийский комплекс: 6 — андезитобазальты; татаркинский комплекс: 7 — липариты, липаритодактизы.

них Ni/Co-отношение обычно выше, чем в остаточной жидкости. Вместе с тем изучение распределения элементов-примесей в породообразующих минералах и вулканитах эоцен-миоценовой контрастной формации (см. табл. 2) показало, что применение Ni/Co-отношения в качестве критерия оценки механизма образования магматических пород требует известной осторожности. Действительно, величины этого отношения для различных минералов оказались существенно различными: наиболее высокое Ni/Co-отношение установлено в оливинах — 6,1; в остальных минералах оно значительно ниже и даже меньше единицы. В то же время относительные величины накопления Ni и Co в фемических минералах прямо коррелируются с основностью пород и, следовательно, с температурой их кристаллизации. Так, наиболее высокие величины отношения Ni/Co характерны для минералов из базальтоидов (в магнетитах 4,0, в клинопироксенах 1,9), а в более кислых разностях (андезито-дацитах) они значительно ниже (соответственно 0,4 и 0,93). Таким образом, резкое уменьшение концентрации Ni в остаточном расплаве должно наблюдаться лишь в том случае, когда фракционирует высокотемпературный, содержащий во вкраепленниках оливин, базальтовый расплав. В процессе же кристаллизации более кислого, т. е. более низкотемпературного расплава резкое уменьшение Ni/Co-отношения может и не произойти.

Одной из отличительных геохимических особенностей основных эфузивов эоцен-миоценовой контрастной формации является сходство распределения элементов-примесей в базальтах и андезитобазальтах кузнецового и кизинского комплексов (табл. 3). Так, андезитобазальты комплексов при близких значениях  $\text{SiO}_2$  практически не отличаются по концентрации элементов-примесей, в частности, группы железа. Для них, как и для базальтов, характерно сравнительно низкое содержание Ni, Co, Cr, V. Эта особенность отличает их от базальтов срединно-океанических хребтов, океанических плато и островов, а также от толеитов континентальных траппов, но сближает с известково-щелочными и толеитовыми базальтами островных дуг [9], по сравнению с которыми они, однако, богаче Ni (25–30 и 50–60 г/т соответственно).

Андезиты кузнецового комплекса по содержанию элементов группы железа существенно отличаются от андезитов островных дуг [17], а также от близких по кислотности пород андезитовой формации Нижнеамурской зоны — в них содержание Ni и Co почти соответствует содержанию этих элементов в среднем высокоглиноземистом базальте.

Основные вулканиты из различных полигенных структур несколько отличаются между собой по содержанию элементов-примесей. Например, базальты, андезитобазальты и андезиты кузнецового и кизинского комплексов из Коль-Тывлинской структуры содержат устойчиво более низкие концентрации элементов группы железа, чем соответствующие вулканиты из Амуро-Акчинской структуры.

Геохимические особенности кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации выявились сопоставлением их с кларками по А. П. Виноградову. Установлено, что в наиболее кислых вулканитах колчанского комплекса (липаритовые игнимбриты начального этапа и субщелочные плагиолипариты второго этапа) содержание элементов группы железа ниже кларка и меньше, чем в вулканитах липаритовой формации; содержание Sn близко к кларку, В, Pb, Zn, Ag в 1,5–2 раза выше его. Низкими по сравнению с кларками содержаниями практически всех проанализированных элементов-примесей, за исключением Pb и Ag, характеризуются эфузивные и субвулканические андезито-дациты колчанского комплекса, причем особенно малы коэффициенты концентрации элементов группы железа (Ni и Cr в 5–10 раз ниже кларка). Это заметно отличает рассматриваемые породы от андезитов кузнецового комплекса, а также от пород андезитовой формации зоны.

Поведение элементов-примесей в процессе эволюции вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации (от основных к кислым) в основном соответствует трендам известково-щелочных серий [14, 20]. Содержания Cr, Ni, Co, V, Cu падают, а Ga, Ag, Pb возрастают к кислым разностям. Концентрации Zn, B и Sn в процессе эволюции практически не меняются.

Вулканогенные образования второго и третьего этапов становления колчанского комплекса, выполняющие различные грабен-кальдеры, достаточно однотипны по геохимическим признакам, несмотря на то, что грабен-кальдеры иногда удалены друг от друга на значительные расстояния. Так, различия в содержаниях большинства элементов-примесей не превышают 3–15 г/т, в то время как близкие по составу вулканиты андезитовой формации в различных вулканоструктурах могут отличаться друг от друга на порядок (например, по содержанию Ni и Co). Вместе с тем некоторые различия все-таки существуют, причем они, как правило, закономерны. Так, концентрации Ni, Co, V выше в вулканитах Бухтянской грабен-кальдеры, Cr, Pb, Zn — в породах Белогорской. Важно отметить сопряженность изменения составов кислых вулканитов колчанского и базальтоидов кузнецового и кизинского

Таблица 3

Среднее содержание элементов-примесей в вулканогенных породах Нижнеамурской вулканической зоны ( $\text{x} \cdot 10^{-4}$ )

Порода, структура	Количество проб	Cr	Ni	Co	V	B	Pb	Sn	Cu	Ag	Zn	Ni/Co	
<i>Колчанский комплекс</i>													
Крупнопорфировый андезитодабицит, Бухтанская	26	6 0,115	11 0,21	11 1,13	93 0,93	14 0,90	17 1,145	2 0,71	38 0,08	0,08 1,14	60 0,83	1,00	
Андезитодабицит эфузивный, Бухтанская	13	3 0,06	4 0,07	8 0,76	153 1,53	11 0,74	2 0,14	3 0,85	23 0,66	0,08 1,14	83 1,15	0,51	
Субщелочного плагиолипарит, Бухтанская	30	5 0,207	5 0,60	2 0,44	45 0,38	21 1,37	27 1,37	4 1,22	13 0,67	0,086 1,72	56 0,94	1,60	
Крупнопорфировый андезитодабицит, Масловская	10	8 0,16	8 0,15	6 0,60	67 0,67	14 0,90	26 1,70	3 1,00	28 0,80	0,06 1,29	76 1,05	1,31	
Субщелочного плагиолипарит, Белогорская	32	10 0,40	5 0,66	4 0,80	31 0,78	19 1,29	4 0,19	3 0,10	17 0,86	0,09 1,80	59 0,96	2,18	
Крупнопорфировый андезитодабицит, Белогорская	10	4 0,09	3 0,06	6 0,38	53 0,53	13 0,89	20 1,36	2 0,70	25 0,71	0,06 0,86	72 0,99	0,60	
Липаритовые игнимбриты начального этапа, Амуро-Акчинская	18	5 0,20	5 0,66	4 0,80	31 0,78	26 1,09	28 1,38	2 0,63	18 0,88	0,06 1,20	38 0,64	1,33	
<i>Кузнецковский комплекс</i>													
Базальт, Амуро-Акчинская	10	52 0,26	50 0,31	25 0,57	167 0,84	10 2,0	10 1,25	3 2,0	83 0,83	0,09 0,9	62 0,48	2,00	
Андезитобазальт, Амуро-Акчинская	35	56 0,28	59 0,37	26 0,58	155 0,78	10 2,0	14 1,75	3 2,0	87 0,87	0,17 1,7	67 0,52	2,3	
Андезит, Амуро-Акчинская	14	52 1,04	53 0,96	13 1,3	133 1,33	9 0,60	8 0,53	3 3	74 2,11	0,07 1,00	58 0,81	4,0	
Андезитобазальт, Коль-Тывленская	28	40 0,20	46 0,29	17,6 0,39	173 0,87	10 2,0	20 2,46	3 2,0	52 0,52	0,05 0,50	38 0,44	2,6	
<i>Кизинский комплекс</i>													
Андезитобазальт, Амуро-Акчинская	18	60 0,30	54 0,34	21 0,47	176 0,88	10 2,0	11 1,38	3 2,0	72 0,72	0,06 0,60	76 0,58	2,56	
<i>Андезитовый комплекс</i>													
Андезитодабицит, Маркрамская	15	26 0,52	18 0,33	14 1,4	116 1,16	11 0,73	22 1,47	3 2,0	97 2,77	0,07 1,0	56 0,78	1,23	
<i>Татаркинский комплекс</i>													
Липаритовый игнимбрит	15	11 0,44	11 1,38	5 1,00	39 0,98	14 0,93	19 0,95	2 0,67	24 1,2	0,06 1,2	53 0,88	2,40	
Липаритодабицитовый игнимбрит	20	5 0,14	8 1,0	6 1,2	48 1,2	16 1,0	28 1,40	2 0,67	17 0,85	0,04 0,8	44 0,73	1,50	
<i>Андезитодабицит как смесь базальта и плагиолипарита 1:1</i>													
		30	30	33	15	95	15	21	2	60	0,12	69	2,2

Примечание. В числителе — среднее содержание элемента, г/т; в знаменателе — величина отношения концентрации элемента-примеси к кларку.

комплексов в различных полигенных структурах. Так, сравнительно высокое содержание Cr, Ni, Co в андезитодабициатах, субщелочных плагиолипаритах, выполняющих Бухтянскую грабен-кальдеру, соответствует сравнительно

высокому содержанию этих элементов в базальтах, андезитобазальтах и андезитах, выполняющих Амуро-Акчинскую полигенную структуру.

## АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ литературных данных [3, 22, 24] показывает, что низкое содержание элементов группы железа (особенно Cr, Ni, Co), по-видимому, является устойчивым геохимическим признаком вулканитов кислой группы (андезитодиабазы, липариты) контрастных формаций. Хотя абсолютные содержания элементов варьируют, в большинстве случаев они остаются ниже, а иногда значительно ниже кларковых. Например, в липаритах Карпат и зоны Таупо концентрации Ni и Co падают ниже порога чувствительности аналитических методов. В целом же наиболее низкое по сравнению с кларками содержание Ni и Co характерно для андезитов, андезитодиабазов, которые всегда в том или ином количестве присутствуют в составе пород кислой группы.

Низкое содержание элементов группы железа в кислых и средних вулканитах контрастных формаций указывает на определенную специфику их происхождения. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

С позиции «анатектической» модели происхождение всего разнообразия среднекислых вулканитов контрастных формаций объясняется двумя моделями. Первая предполагает, что состав кислых выплавок в кровле базальтоидного очага соответствует гранитной эвтектике, а андезиты и андезитодиабазы произошли в результате синтексиса выплавившихся и родоначальных базальтоидных расплавов. Подобный механизм использовался Л. Добречевым для объяснения происхождения габбро-гранитных серий интрузивных пород [5]. Вторая модель предусматривает выплавление из корового материала расплава, по составу отвечающего дациту, с последующей его дифференциацией на более кислый и более ословой [19, 24]. Учитывая особенности рассматриваемых пород, первый вариант, в его «чистом» виде, следует признать переальным. Действительно, трудно найти осадочную или метаморфическую породу, при плавлении которой генерировался бы кислый расплав с практически нулевым содержанием Ni и Co, как это наблюдается, например, в липаритах контрастных формаций Карпат и зоны Таупо в Новой Зеландии. Следует также учитывать, что одной из характерных особенностей подобных пород являются высокие температуры кристаллизации [3, 12, 19, 24], что должно благоприятствовать входению в расплав таких термофильных элементов, как Cr, Ni, Co. Еще более затруднительно с позиции рассматриваемой модели объяснить низкое содержание элементов группы железа в андезитодиабазах и андезитах. В табл. 1, 3 приведены рассчитанные составы, которые

должны были возникнуть при смешении плагиолипаритовой и базальтовой компонент эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья в пропорции 1 : 1. Сравнение андезитодиабазов колчанского комплекса с составом полученной таким образом смеси показывает, что при близком содержании петрогенных элементов концентрации микроэлементов в тех и других несопоставимы. В смеси содержание Ni и Cr в 5–6, Co в 1,5 раза выше, чем в реально наблюдаемых породах.

Если предположить, что состав первичного расплава был близок к дациту, а липариты, андезиты и андезитодиабазы произошли в результате его последующей дифференциации, то низкие содержания элементов группы железа в липаритах можно объяснить отсадкой темноцветных минералов-концентраторов этих элементов. Но в этом случае средние по составу породы должны были обогащаться Cr, Ni, Co, в то время как, например, в андезитодиабазах контрастной формации Карпат концентрация хрома ниже порога чувствительности аналитических методов, а в липаритодиабазах и андезитах кальдеры Узон содержание кобальта практически одинаково. Следовательно, если происхождение всего разнообразия вулканитов контрастных формаций и связано с дифференциацией исходного магматического расплава промежуточного состава, существенного перераспределения Cr, Ni, Co при этом, видимо, не происходило.

Геохимические особенности среднекислых вулканитов контрастных формаций сближают их с кислыми дифференциатами базальтоидных магм. На диаграмме IgCr – SiO<sub>2</sub> (рис. 3),

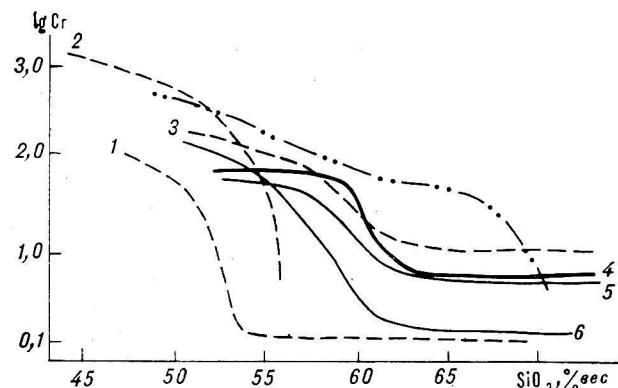


Рис. 3. Линии регрессий содержаний хрома в вулканических сериях. Сплошные линии — контрастные формации; пунктир — дифференцированные, щтрих-пунктир — гиперстеновые серии.

Цифры на диаграмме: 1 — океанические толеиты и их производные; 2 — пиконитовая серия; вулканические породы: 3 — Исландии, 4 — эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнеамурской зоны, 5 — кальдеры Узон (Камчатка), 6 — зоны Таупо (Новая Зеландия).

по А. В. Гущину [4], вынесены линии регрессии элемента в породах контрастных формаций кальдеры Узон (Камчатка) [22], зон Таупо (Новая Зеландия) [24], эоцен-миоценовой Нижнего Приамурья. Положение на диаграмме линии «гиперстеновой» серии островных дуг в целом близко к линии регрессии хрома в средних типах пород — базальт — андезит — гранодиорит — гранит. Сюда же попадают точки средних составов вулканитов липаритовой и андезитовой формаций Нижнего Приамурья. Анализ диаграммы показывает, что в дифференцированных и контрастных сериях поведение Cr сходное. С ростом кремнекислотности на первых этапах наблюдается резкое падение концентрации элемента; в дальнейшем, начиная с базальтов, андезитобазальтов в дифференцированных сериях, андезитодиабазитов контрастных формаций, его содержание остается практически на одном уровне. Линия регрессии хрома в вулканитах эоцен-миоценовой контрастной формации на диаграмме практически совпадает с таковыми для контрастной формации кальдеры Узон, а также для дифференцированных серий Исландии. Это дает основание полагать, что, по крайней мере, некоторые разновидности среднекислых вулканитов контрастных формаций и, прежде всего, андезиты, андезитодиабазиты, для которых характерны особенно низкие по сравнению с кларковыми концентрации элементов группы железа, являются генетически родственными базальтоидам. Об этом свидетельствует и ряд других петрологических признаков, в частности, присутствие в андезитодиабазитах, реже липаритах высокососновных «базальтоидных» генераций минералов-вкраепленников [3, 10, 22, 24], отчетливо выраженная корреляция содержаний микроэлементов в кислых и основных породах (рис. 4). Генетическое родство андезитодиабазитов колчанского и базальтоидов кузнецковского и кизинского комплексов подтверждается близостью составов их пордообразующих минералов (плагиоклазов, пироксенов, магнетитов), а также сопряженностью в изменении концентраций петрогенных и микроэлементов в средних и основных вулканитах различных вулканоструктур [11].

В липаритовых вулканитах контрастных формаций содержания элементов-примесей, как правило, незначительно отличаются от кларковых. Имеющиеся в литературе данные по петрологии и минералогии также не позволяют сколько-нибудь обоснованно судить о генезисе этих пород. Не исключено, что часто они полигенные по своей природе. Например, данные, полученные в результате петрологического изучения кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья, позволяют считать субщелочные пла-

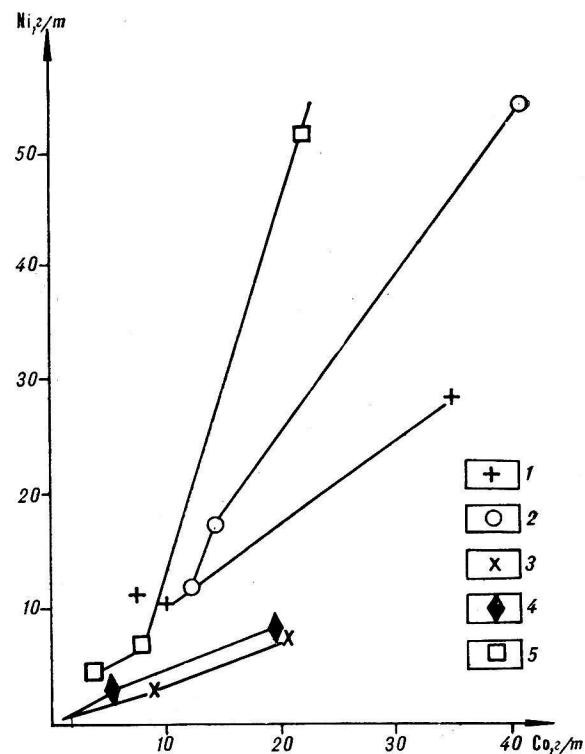


Рис. 4. Корреляционные кривые никеля и кобальта в вулканогенных образованиях контрастных формаций различных структурно-формационных зон.  
1 — кальдера Узон (Камчатка); 2 — Исландия; 3 — Карпаты; 4 — зона Таупо (Новая Зеландия); 5 — Нижнеамурская вулканическая зона.

тиолипариты второго этапа формирования колчанского комплекса производными базальтоидных расплавов, а происхождение липаритовых игнимбритов нижних частей разреза связывать с анатектическим плавлением корового субстрата [10, 11].

## ВЫВОДЫ

Геохимические особенности вулканитов кислой группы контрастных формаций сближают их с кислыми дифференциатами базальтоидных магм. Типоморфный признак тех и других — низкое содержание элементов группы железа, причем наиболее резко эта особенность проявлена в средних по составу вулканитах серии (андезитах, андезитодиабазитах).

Особенности геохимии рассматриваемых пород позволяют полагать, что по крайней мере некоторые разновидности (прежде всего андезиты, андезитодиабазиты) вулканитов контрастных формаций генетически родственны базальтоидам.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В. А. К характеристике контрастных вулканических ассоциаций.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974.
2. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эфузивных формаций.— Новосибирск: Наука, 1976.
3. Гасанов Ю. А., Молявко В. Г. и др. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат.— Киев: Вища школа, 1976.
4. Гущин А. В. Содержание хрома и никеля — индикаторы генезиса вулканических пород.— Сов. геол., 1971, № 12.
5. Добрецов Н. Л. К вопросу о происхождении габброгранитных серий.— Геол. и геофиз., 1971, № 5.
6. Исландия и срединно-океанический хребет. (Геохимия).— М.: Наука, 1978.
7. Кравченко С. М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базальтовых магм.— М.: Наука, 1977.
8. Козарко Л. И. Отношение Ni и Co — индикатор маагтического происхождения магм.— Геохимия, 1973, № 10.
9. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магmatизма.— М.: Наука, 1980.
10. Мартынов Ю. А. Структурное положение, петрография и некоторые петрологические особенности колчанского комплекса Бухтынской структуры.— В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
11. Мартынов Ю. А. Петрология кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
12. Мартынов Ю. А., Ефимов В. В. Оценка температур кристаллизации вулканогенных образований колчанского эфузивно-экструзивного комплекса (Нижнее Приамурье).— В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
13. Несторенко Г. В., Альмухамедов А. И. Геология дифференцированных траппов.— М.: Наука, 1973.
14. Ноккольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения.— М.: ИЛ, 1958.
15. Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы.— М.: Недра, 1978.
16. Сухов В. И. Эфузивно-экструзивные комплексы Нижнего Приамурья и их рудоносность.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971.
17. Тэйлор С. Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972.
18. Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы.— М.: Мир, 1970.
19. Фролова Т. И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
20. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород.— М.: Недра, 1969.
21. Штейнберг Д. С. Основные задачи исследования вулканизма на Южном Урале.— В кн.: Вулканализм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974.
22. Эрлик Э. Н., Брайцева О. А. и др. Вулканализм, гидротермальный процесс и рудообразование.— М.: Недра, 1974.
23. Burns R. G., Fyfe W. S. Site of preference energy and selective uptake of transition. Metal from magmas.— Science, 1964, v. 144, N 3621.
24. Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C. Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks of Central North Iceland, New Zealand. Total rock and residual liquid data.— Contr. Miner. Petrol., 1968, v. 18, N 1.
25. Sato H. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and measure of degree of olivine fractionation.— Lithos, 1977, v. 10.
26. Seward T. M. The distribution of transition elements in the system  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ — $\text{H}_2\text{O}$  at 1000 bar.— Chem. Geol., 1971, v. 7, N 2.

**ДВГИ ДВНЦ АН СССР**  
Владивосток

Поступила в редакцию  
25 января 1984 г.

УДК 551.243.32:551.86(571.65)

B. M. Кузнецов

## СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЛЫГЫЧАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Дана характеристика границ, структурного положения, складчатых и разрывных дислокаций Балыгычанского поднятия. Выделены и описаны меридиональные скрытые глубинные разломы, имеющие важное значение в распределении магматических образований

Балыгычанское поднятие — крупный тектонический элемент юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы мезозоид Северо-Востока СССР. Оно является крайним в цепочке поднятий или «районов пологих дислокаций» [2] Яно-Индигирской синклинальной зоны [11, 16], которая в бассейне р. Колымы расширяется, а ее складчатые структуры отчетливо виргируют. Балыгычанское поднятие и во многом сходный с ним по строению Аян-Юряхский антиклиниорий располагаются относительно друг друга кулисообразно и разделяются юго-восточной (Бохапчинской) ветвью Иняли-Дебинского синклиниория; восточная (Среднеканская) ветвь последнего отделяет рассматриваемое поднятие от Омулевского горст-антиклиниория (рис. 1).

Относительно границ, структуры и природы Балыгычанского поднятия общепринятой точки зрения не существует. Так, до недавнего времени его северное ограничение «отодвигалось» к низовым р. Балыгычан [1, 2]. Имевшийся геологический материал позволял представлять его в качестве «района пологих дислокаций» [2, 4, 13], поднятия [9, 12], горста [1] и даже срединного массива [10, 16]. А. С. Симаков, по данным мелкомасштабных геологических съемок, рассматривал его в качестве антиклиниория. Примерно так же (брахиантиклиниорий) определял морфологические особенности структуры поднятия И. А. Резанов [1, 5], которым впервые подмечена некоторая его асимметричность, выраженная в большей крутизне северного крыла.

В настоящее время по завершению в бассейне р. Колымы среднемасштабного геологического картирования, осуществленного Ю. Г. Кобылянским, В. Е. Литвиновым, Б. И. Мальковым, З. В. Орловой, И. А. Панычевым, Ю. Н. Симоновым и автором, представляется

и связанных с ними полезных ископаемых. В истории миогеосинклинального развития структуры формационным и фациальным анализами прослежены стадии начального погружения, интрагеантинклинального обращения и миграции частных прогибов.

возможным внести коррективы в знания о геолого-структурных особенностях поднятия.

Балыгычанское поднятие охватывает бассейны верхних и средних течений рек Буюнды и Балыгычана — правых притоков Колымы. Оно характеризуется угловатой, местами округлой в плане, формой, выпуклой к югу. В субширотном, северо-восточном направлении поднятие вытянуто примерно на 250 км, максимальная ширина в средней части составляет около 150 км. Контуры структуры подтверждаются результатами геофизических исследований. Поле силы тяжести поднятия отрицательное, заметно более низкой интенсивности, чем

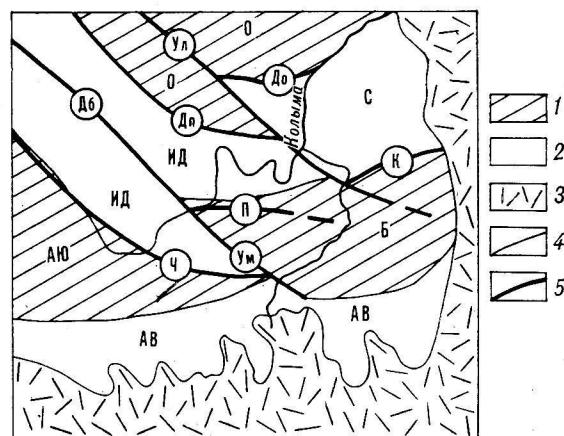


Рис. 1. Схема расположения структурных элементов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы.

1 — антиклиниории (О — Омулевский, АЮ — Аян-Юряхский) и Балыгычанское (Б) поднятие; 2 — синклиниории: С — Сугойский, ИД — Иняли-Дебинский, АВ — Армано-Вилигинский; 3 — вулканиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4 — границы основных структурных элементов; 5 — глубинные разломы: До — Долинный, Ул — Улаган, Дп — Дарпир, Дп — Дебинский, П — Паутовский, К — Кырчанский, Ч — Чай-Юринский, Ум — Умарский.

у окружающих структур. Для его территории характерно отрицательное магнитное поле с локальными изометрическими и дуговыми аномалиями разного знака. Ограничения достаточно четкие и устанавливаются по смеше характера полей. Геологическими особенностями Балыгычанского поднятия являются наличие верхнепермских осадочных и норийских вулканогенно-осадочных образований, отсутствие на большей части площади юрских отложений и своеобразие структурных форм. Напряженная (до изоклинальной) складчатость Иньяли-Дебинского и Сугойского синклиниориев сменяется в Балыгычанском поднятии более простыми линейными и прерывистыми складками.

Северная граница поднятия большей частью совпадает с зонами крупных разрывных нарушений. На западном отрезке она проходит через средние течения рек Оротукана и Среднекана и фиксируется зоной градиентов поля силы тяжести, развитием линейных магнитных аномалий, вызванных либо норийскими вулканогенными образованиями, либо позднеюрскими дайковыми сериями [12]. Разрывные нарушения здесь образуют систему субширотных, разворачивающихся к северо-востоку, виргирующих и причленяющихся к глубинному разлому Улахан взбросов с наклоном плоскостей сместителей к югу и юго-востоку. На правобережье р. Среднекана эта система нарушений выделяется под наименованием Встречненского разлома, который представлен мощной (до 5 км) зоной дробления и смятия. Взбросы и взбросонадвиги зоны с наклоном плоскостей сместителей в 30—60° к юго-востоку образуют чешуйчатую структуру. Пласти юрских осадочных толщ в чешуях и клиньях зоны смяты в асимметричные и изоклинальные складки, осевые плоскости которых запрокинуты к северо-западу. Участок территории южнее Встречненского разлома, ранее относившийся к Иньяли-Дебинскому синклиниорию, по типу разреза и относительно слабой дислоцированности триасовых отложений, несомненно, принадлежит Балыгычанскому поднятию.

Восточнее характеризуемая граница проходит по Кырчанскому глубинному разлому, следующему в субширотном — северо-восточном направлении от долины р. Буюнды на расстояние в 100 км. К разлому тяготеют долины притоков рек Буюнды и Балыгычана, он транссируется позднеюрскими дайками среднего и кислого состава, которым отвечают линейные положительные аномалии магнитного поля. Разлом образован системой кулисообразно и фестончато расположенных нарушений [5]. На своем юго-западном фланге, причленяясь к глубинному разлому Улахан, он ветвится, а зона его влияния заметно расширяется, вероятно, в результате смещения по сдвигу.

Юго-западная граница Балыгычанского поднятия совпадает с Умарским глубинным разломом [13], являющимся юго-восточным продолжением Дебинского разлома. В поле силы тяжести разлом фиксируется гравитационной ступенью и подтверждается смеше характера магнитного поля. В полосе шириной около 10 км он сопровождается спрямленными участками изолиний магнитного поля и большим числом линейных отрицательных аномалий. Умарский глубинный разлом представлен широкой (3—5 км) зоной субпараллельных сбросов и взбросов с амплитудами смещения до 600 м, ограниченной плоскостями двух наиболее крупных нарушений. В зоне разлома замечается усложнение складчатых дислокаций, обилие зон дробления, плойчатости. Разлом отличается сложным типом смещения, скорее всего, сдвигово-збросовым с значительными право-восторонними подвижками. Амплитуда вертикального смещения в бассейне р. Дебин составляет 500—600 м, а юго-восточнее возрастает до 2000 м [7, 18]. Разлом контролирует размещение мелких тел гранитоидов, зон гидротермального изменения пород и сульфидной вкрапленности с золотой и оловянной минерализацией.

С юга и юго-востока Балыгычанское поднятие граничит с Бохапчино-Сугойской и Кобюме-Вилигинской юрскими структурно-фацальными областями [14]; на месте последней, как известно, позднее сформировался Армано-Вилигинский синклиниорий. Границы неотчетливые, в ряде мест здесь отмечаются протяженные или прерывистые разрывные нарушения.

На востоке поднятие перекрыто меловым Балыгычано-Сугойским наложенным прогибом, выполненным нижне- и верхнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами. В пределах рассматриваемой территории вдоль западного края прогиба развиты лишь верхнемеловые вулканиты кислого и среднего состава, объединяющиеся в Кенскую лавовую полосу [2].

Балыгычанское поднятие — сложное блоко-складчатое сооружение. Пермские и триасовые осадочные толщи в его пределах дислоцированы в крупные складки, расположенные чаще всего кулисообразно или бессистемно (рис. 2). Оси складок как прямолинейные, так и в различной степени изогнутые с существенно меняющимися простиранием, лишь отчасти согласующимися с контурами структуры. Осевые плоскости складок иногда вертикальные, чаще наклонные в разных направлениях. Так, осевая плоскость у Правоэльгенской антиклинали наклонена к востоку, у Среднекилганинской синклинали — к югу, а у Таежнинской антиклинали — к северу. Единственной

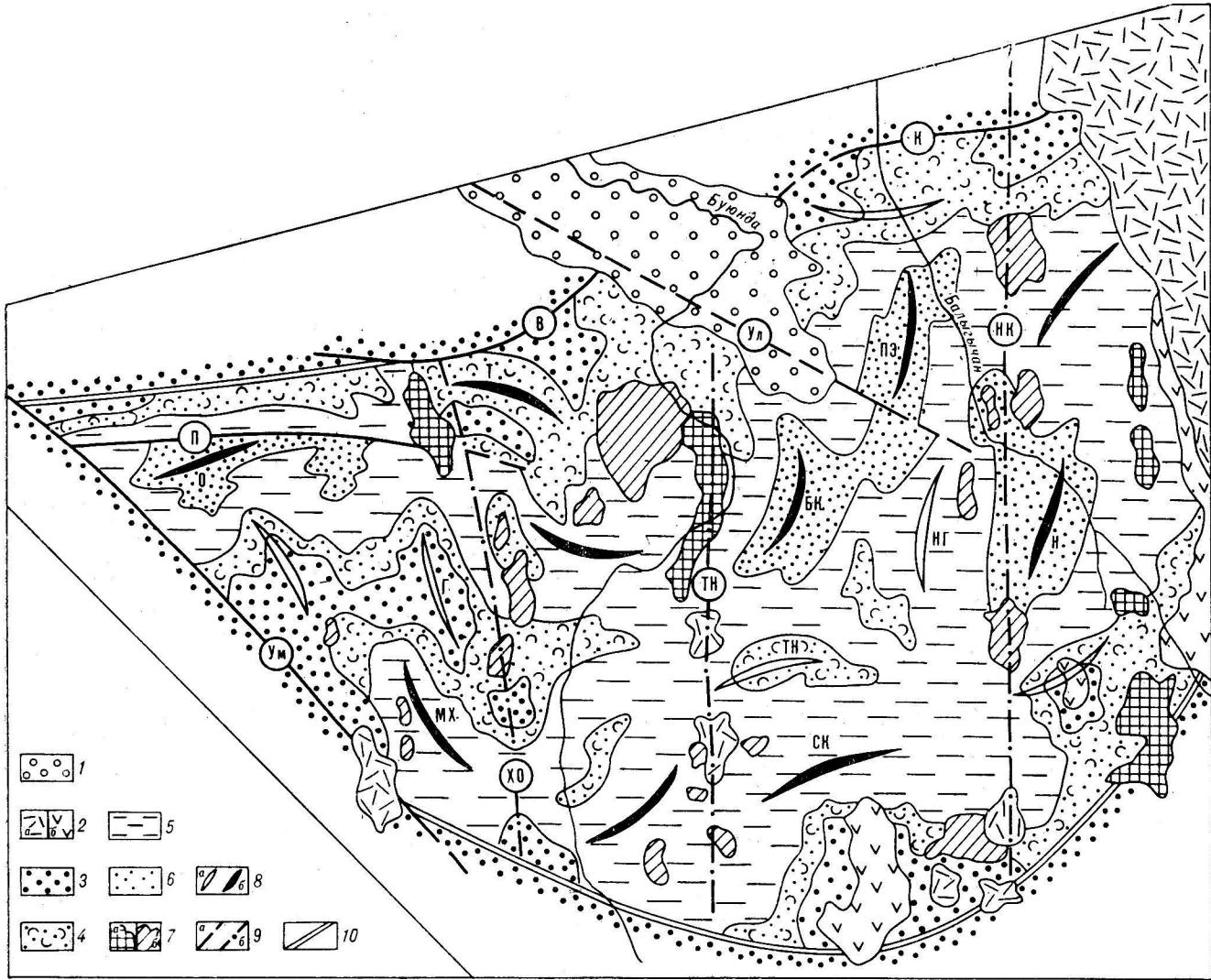


Рис. 2. Структурно-формационная схема Балыгычанского поднятия.

1 — рыхлые осадки неотектонической Сеймчано-Буюндинской впадины; 2—6 — формации: 2 — верхнемеловая наземно-вулканогенная: а — липариты, б — андезиты, 3 — нижне-среднеюрская нижнемолассовая; 4 — норийская терригенно-вулканогенная; 5 — средне-верхнетриасовая черносланцевая и нижнетриасовая сероцветная песчано-сланцевая; 6 — верхнепермская сланцево-граувакковая; 7 — гранитоидные массивы; а — позднемеловые, б — позднеюрские — раннемеловые; 8 — оси крупных складок: а — синклиналии: Г — Гербанская, ТН — Таня-Нурская, НГ — Нельгасигская; б — антиклиналии: Т — Таежнинская, О — Оротуканская, Н — Няльская, МХ — Мяkit-Хурчанская, БК — Большекуликанская, ПЭ — Правоэльгинская, СК — Среднекильганинская; 9 — глубинные разломы; а — выраженные на поверхности: К — Кырчанский, Ул — Улахан, В — Встречненский, П — Паутовский, Ум — Умарский; б — скрытые: ИК — Нельгасиг-Кырчанский, ТН — Таня-Нурский, ХО — Хурчан-Оротуканский; 10 — северная и южная границы поднятия.

закономерностью при этом является преобладание субширотных простираций складок на западе и субмеридиональных на востоке, а также слабо заметное запрокидывание их осевых плоскостей к центру поднятия.

Ширина складок первого порядка составляет 5—15, длина 30—50 км. В сводах антиклиналей обнажаются верхнепермские и нижнетриасовые отложения, в синклиналях — верхнетриасовые или юрские толщи. Своды антиклиналей и мульды синклиналей обычно широкие, плоские, осложнены дополнительной более мелкой складчатостью с близким к горизон-

зонтальному положением зеркала складчатости. Крылья складок наклонены под углами 20—60° и также осложнены мелкой складчатостью, иногда крутыми флексурными перегибами (западное крыло Верхнесреднекансской антиклиналии) или ограничены сбросами (северный край Оротуканской антиклиналии), что усиливает впечатление блокового характера структуры.

Крупные складки лишь изредка бывают симметричные (Большекуликанская антиклиналь, Нельгасигская синклиналь), чаще же отчетливо асимметричные. В частности, Верхне-

среднеканская и Нябольская антиклинали имеют крутые (до  $70^\circ$ ) западные и пологие (около  $25^\circ$ ) восточные крылья. У Мяkit-Хурчанской антиклинали юго-западное крыло крутое ( $50-70^\circ$ ), а северо-восточное — пологое ( $15-40^\circ$ ). Для Гербинской синклинали свойственно кроткое (до  $60^\circ$ ) юго-западное и более пологое ( $15-20^\circ$ ) северо-восточное крыло, для Таежнинской антиклинали — более кроткое ( $30-80^\circ$ ) южное. Приближающийся к коробчатому поперечный профиль многих складок предполагает их «штамповую природу» [10], обусловленную, вероятно, блоковым строением основания.

Складки более высоких порядков имеют ширину 0,3—2, длину 5—10 и амплитуду 0,2—1 км. Прямые симметричные складки больше свойственны ядерным частям крупных складчатых форм, углы наклона их крыльев составляют  $20-50^\circ$ . Крыльям, как правило, присущи асимметричные сжатые мелкие складки, осевые плоскости которых параллельны таковой крупной складчатой формы. Углы наклона крыльев мелких складок варьируют в пределах  $40-80^\circ$ .

Шарниры складок ориентированы в основном горизонтально, полого или круто изгибаюсь к замыканиям. Резкие перегибы шарниров зафиксированы на севере Нельгасигской синклинали и на северо-западном окончании Мяkit-Хурчанской антиклинали.

В структуре Балыгычанского поднятия важное место занимают разрывные нарушения. Большинство исследователей делят разрывные нарушения на согласные и секущие по отношению к складчатым структурам. При этом первые обычно считаются наиболее древними, сопоставляемыми. Они приурочены к осевым частям антиклиналей или к крутым крыльям крупных складок. Протяженность таких нарушений относительно небольшая (5—6 км), по типу смещения это либо крутые сбросы, контролирующие позднеюрские дайки диоритовых порфиритов и гранит-порфиров, зоны дробления, окварцевания и сульфидной минерализации, либо послойные срыва и надвиги.

Иногда указанные нарушения объединяются в линейно вытянутые разрывные зоны протяженностью 40—60 и шириной до 10 км. Подобные зоны выявлены в бассейне р. Нябол и в верховьях р. Буркот, суммарная амплитуда смещения по ним достигает 1000 м. В бассейнах рек Кильганы и Танья-Нур зафиксированы надвиги субширотного простирания с пологим ( $15-20^\circ$ ) наклоном поверхностей сместителей к югу. Амплитуда перемещения по надвигам оценивается в 3—5 км.

Секущие разрывные нарушения ориентированы различно, простирание их, как и складчатых структур поднятия, изменчиво. Доста-

точно отчетливо выделяются северо-восточные и северо-западные, диагональные по отношению к складкам нарушения, возникшие, вероятно, в послескладчатые этапы. Они отличаются большой (первые десятки километров) протяженностью, часто вмещают субвуликанические тела и дайки позднемелового возраста, сопровождаются зонами дробления и милионизации пород, хорошо выражены в рельефе (к ним обычно приурочены долины рек и ручьев). Это преимущественно сбросы и сброссдвиги, вертикальная амплитуда которых достигает 3—5 км, а величина горизонтального смещения — 2—3 км.

Разрывные нарушения, приуроченные к границам поднятия, уже характеризовались выше. Отметим лишь разрывы, концентрирующиеся на северо-западе структуры в зону широтного простираия и представляющие собой поверхностное выражение Паутовского глубинного разлома, который иногда считается краевым для поднятия [13, 18]. Этот разлом ограничивает с севера участок распространения верхнепермских отложений, известный под наименованием Оротуканского горста [6, 13]. В магнитном поле разлом сопровождается цепью аномалий широтного простираия и интерпретируется как магмовыводящая структура [12]. Он представлен серией сближенных субширотных нарушений с кротким ( $80-85^\circ$ ) наклоном сместителей к северу. Вертикальное смещение по разрывам редко превышает 100 м, амплитуда наиболее крупных ограничивающих зону разломов достигает 1000 м. Предполагается общий сдвиговзбросовый тип разлома [18]. На востоке, в бассейне р. Среднекан, Паутовский разлом, видимо, смещается другими нарушениями. Он здесь сильно ветвится, состоит из нарушений взбросового типа с кротким ( $75-80^\circ$ ) падением плоскостей сместителей к юго-западу.

Особо важная роль принадлежит, по мнению автора, субмеридиональным разрывным нарушениям, составляющим протяженные зоны. Такие нарушения обычно рассматривают в качестве скрытых глубинных разломов [17]. Они разделяют блоки с различной глубиной основания верхоянского комплекса, влияют на распределение фаций в одновозрастных отложениях, контролируют размещение магматических образований и проявлений полезных ископаемых [1, 7]. По совокупности перечисленных признаков на территории выделяются три скрытых глубинных разлома: Нельгасиг-Кырчанский, Танья-Нурский и Хурчан-Оротуканский.

Нельгасиг-Кырчанский разлом протягивается в меридиональном направлении через верхнее течение р. Балыгычана на расстояние более 150 км. По материалам геофизических ра-

бот, он выражен зоной высоких градиентов силы тяжести. Разлом контролирует размещение разновозрастных гранитоидных массивов. Считается, что массивы внедрились по круто наклоненной к востоку тектонически ослабленной зоне, предопределившей не только их линейное расположение, но и, в значительной мере, их форму. В частности, Нельгасигский массив имеет плитообразную форму, его восточный и западный контакты наклонены к востоку под углами 60—80°. С гранитоидами раннемелового возраста связаны проявления молибдена и полиметаллов, с позднемеловыми гранитами — проявления олова. К зоне разлома приурочены также гидротермальные золотоносные жилы.

В современной структуре при переходе через линию разлома меняется простижение осей складок. Разлом характеризуется концентрацией на поверхности протяженных (до 50—60 км) разрывных нарушений в зоне шириной до 10 км. Среди них различаются сбросы, сбрососдвиги и реже взбрососдвиги с амплитудами перемещения крыльев в 0,5—1 км, в единичных случаях до 2—2,5 км. Далее к северу, в пределах Сугойского синклиниория, на продолжении разлома также отмечается разворот складчатых структур и большое число меридиональных разрывов.

**Танья-Нурский** разлом прослеживается в меридиональном направлении на 150 км от бассейна р. Кивалги на юге до Сеймчано-Буюндинской впадины на севере. В магнитном поле он выражается сгущением линейных отрицательных аномалий. Наиболее отчетливо выразилась его контролирующая роль в размещении разновозрастных магматических образований. В полосе шириной 15—20 км сконцентрированы гранитоидные массивы, иногда фиксируемые на поверхности лишь ореолами контактово-метаморфизованных пород, суббулканические тела и поля эфузивов мелового возраста. С позднемеловыми гранитами зоны разлома генетически связаны рудопроявления олова. Все магматические образования зоны разлома характеризуются повышенной щелочностью при относительной обогащенности калием и пониженным содержанием окиси магния.

Разлом выражен зоной сгущения разрывных нарушений значительной (до 30—40 км) протяженности и большой амплитуды. Среди них преобладают сбросы и сбрососдвиги с вертикальной амплитудой от 1—2 до 3—4 км.

**Хурчан-Оротуканский** разлом вытянут в субмеридиональном направлении и прослежен от верховьев р. Талой на юге до бассейна р. Оротукан на севере более чем на 100 км [7]. С его положением совпадает установленная по аэромагнитным данным Мяkitская ано-

мальная полоса и соответствующая ей тектономагматическая зона [12]. Разлом играл большую роль в распределении мощностей и фаций осадочных толщ, вдоль него отмечены узкие полосы груботерригенных фаций в средневерхнетриасовых отложениях.

Зона разлома контролирует размещение большей части массивов ранне- и позднемеловых гранитоидов, в том числе и только начинаяющихся вскрываться, и покровов верхнемеловых эфузивов кислого и основного состава. К массивам гранитоидов в пределах зоны тяготеют редкометалльные проявления, иногда обнаруживающие зональное расположение относительно кровли интрузий [7].

В современном плане глубинный разлом выражен широкой (до 20 км) полосой, в пределах которой установлены многочисленные разрывы, составляющие серию кулисообразно соотносящихся элементов, дайковые поля, зоны повышенной трещиноватости, брекчирования, окварцевания рудной минерализации. На северном фланге, в верховьях р. Среднекан, зона разлома представлена системой (до 8 км шириной) субмеридиональных крутых сбросов, иногда взбросов, флексур и зон дробления. Максимальная амплитуда некоторых разрывов достигает 1000 м. Взаимно пересекаясь и разветвляясь, они разбивают осадочный комплекс на серию вытянутых клиновидных блоков.

Своеобразие строения Балыгычанского поднятия во многом предопределено направленностью его развития. Переходя к истории развития, отметим, что на площади поднятия обнажаются, главным образом, триасовые толщи. Наиболее древние верхнепермские отложения, вскрывающиеся на сравнительно небольших участках в осевых частях антиклиналей, представлены мощной толщей, имеющей трехчленное строение. Нижняя часть мощностью более 1500 м образована тонким ритмичным чередованием глинистых и песчано-глинистых сланцев, реже алевролитов, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников. В средней части разреза мощностью 600—700 м преобладают мелко-среднезернистые вулканомиктовые песчаники, присутствуют прослои туфоконгломератов и туфов андезитов; в гальках конгломератов отмечены андезиты, кварциты, аргиллиты, иногда гранитоиды. На западе поднятие в разрезе доминируют туфогенные и вулканомиктовые алевролиты, на юге присутствует пачка (250 м) лавобрекчий дацитов [4]. Довольно часто в породах встречаются изометричные марганецосные карбонатные стяжения. Для верхней части мощностью от 500 до 1100 м характерно преобладание вулканомиктовых и полимиктовых алевролитов, переслаивающихся с глинистыми сланцами и песчаниками. На за-

паде поднятия в разрезе появляются прослои туфов андезитов.

По составу и характеру строения эти отложения можно считать принадлежащими сланцево-граувакковой формации стадии начальных погружений геосинклинали [17]. По направлению к северу, в пределах Сугойского синклиниория, они переходят в существенно тонкотерригенную аспидную формацию [5]. В позднепермскую эпоху на месте Балыгычанского поднятия, видимо, существовала широкая, слабо дифференцированная наиболее прогнутая осевая зона геосинклинального прогиба. В палеогеографическом отношении район представлял собой открытый морской бассейн. Основным поставщиком терригенного материала была Охотская суша, где разрушались преимущественно эффузивы среднего состава, в меньшей степени интрузивные и метаморфические породы [19]. Локально проявившиеся процессы вулканизма обусловили добавку вулканокластического материала.

Морской бассейн позднепермской эпохи вначале был, вероятно, относительно глубоководным; намечающаяся в невыдержаных прослойках терригенного материала рябь течения может указывать на их генезис с участием мутьевых потоков. Во время формирования средней части разреза отложений бассейн заметно обмелел, свидетельством чего служат волноприбойные знаки и трещины усыхания в породах, остатки толстостенной фауны, изредка встречающиеся отпечатки наземной флоры и отмеченные в бассейне р. Балыгычан осадочные брекчии.

Полого- и перекрестно-волнистая слоистость в песчаниках предполагает отложение осадка в зоне слабых течений или волнений [3]. Паузы спокойного осадконакопления в «затишных» условиях лагун, заливов и бухт привели к формированию массивных пластов и пачек песчаников с трудновыявляемой слоистостью и карбонатными стяжениями. По-видимому, спокойные (застойные) условия отражены в повышенных содержаниях в породах марганца и в его концентрации в раннедиагенетических конкрециях [8, 20].

На рубеже позднепермской и раннетриасовой эпох обстановка осадконакопления на значительных площадях стали более однообразными, что выразилось в усреднении и снижении крупности терригенного материала и резком преобладании в составе кластической части кварца. Местоположение внегеосинклинальных источников сноса существенно не изменилось, но участки суши несколько разрослись [19].

Нижнетриасовые отложения достаточно однородны по всей площади Балыгычанского поднятия, они составляют толщу (900–1500 м) полимиктовых алевролитов с прослоя-

ми и пачками аргиллитов и песчаников, часто отмечаются крупные караваебобразные позднедиагенетические [8] глинисто-карбонатные конкреции с фунтиковой текстурой. Формационная принадлежность пород не совсем ясна, возможно, их следует отнести к раннегеосинклинальной сероцветной песчано-глинистой формации.

Осадконакопление происходило в морском бассейне несколько возросшей глубины при более спокойной обстановке. Медленные устойчивые восходящие движения обусловили возникновение в западной части бассейна конседиментационных поднятий, отмеченных сокращенной мощностью однотипных осадков. Донные течения способствовали формированию мощных пачек алевролитов с пологоволнистой (линзовидной) слоистостью, которая свойственна осадкам, отлагающимся в удаленной от берега зоне волнений [3].

Среднетриасовые, карнийские и ранненорийские толщи сложены, главным образом, аргиллитами и алевритистыми аргиллитами, в меньшей мере алевролитами и песчаниками, слои которых локализуются в восточной части территории. В восточной половине поднятия в низах и в верхах анизиических слоев имеются также линзы и прослои внутриформационных мелкогалечных конгломератов с гальками аргиллитов. Мощность отложений сильно меняется и возрастает в восточном направлении от 300 до 3000 м (рис. 3). Примечательно, что повсеместно в породах встречаются мелкие эллипсоидальные глинисто-фосфоритовые конкреции. Литологически отложения однородны и представляют собой единую черносланцевую формацию, которой, по-видимому, и завершается ранняя стадия геосинклинального развития.

Прогрессирующий характер тектонических движений привел к слабо выраженной инверсии режима, в результате чего на месте осевой зоны позднепермского прогиба неотчетливо оформилась интрагеоантеклиналь. Она разделила, особенно четко на западе, участки с несколько различной мощностью осадков, представляющие Оротуканский и Нерегинский типы разрезов [6]. Вероятно, сложным взаимодействием движений по разломам обусловлено появление участков размыта и грубозернистых фаций осадков. На большей же части территории в среднетриасовую эпоху, карнийский век и ранненорийское время бассейн был относительно глубоководным, что подтверждают тонкотерригенный состав осадков, тонкостенная фауна и повышенная фосфоритоносность пород и конкреций. Осадконакопление происходило в основном ниже зоны действия волн, но косоволнистая слоистость пород на северо-западе поднятия, по-видимому, отражает усло-

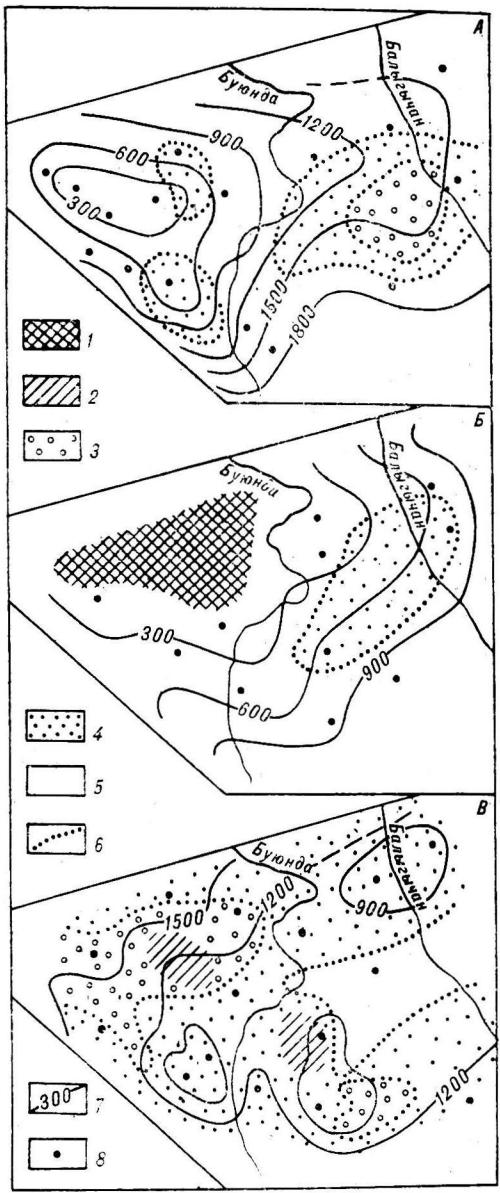


Рис. 3. Схемы палеогеографии Балыгачанского поднятия: А — для среднетриасовой эпохи, Б — для карнийского и ранненорийского времений, В — для средне-поздненорийского времени.

1 — осадки отсутствуют; 2 — участки частичного размыва осадков; 3 — грубооберегенные фации, в том числе внутриформационные конгломераты; 4 — преимущественно песчаные фации; 5 — алевролитовые и глинистые фации; 6 — границы фаций; 7 — изопахиты; 8 — пункты с замеренной мощностью отложений.

вия взмучивания и перемывания осадка под влиянием волнения моря [6].

К концу раннегеосинклинального цикла дифференциация движений заметно возросла. Северо-западная часть территории вышла из-под уровня моря и размывалась, о чем свидетельствуют сокращенная мощность отложений, отсутствие верхней части черносланцевой фор-

мации и находки галек с қарнийской фауной в перекрывающих верхненорийских слоях.

Средне-верхненорийские отложения, выполняющие ядра синклиналей, тяготеют обычно к краевым частям Балыгачанского поднятия и залегают на большей части территории согласно, а на северо-западе и юге — с размывом на различных горизонтах подстилающих образований. Представлены они толщиной (800—1600 м) туфопесчаников, образующих мощные пачки или чередующиеся иногда отчетливо ритмично с алевролитами и аргиллитами. Повсеместно в разных частях разреза присутствуют туфы андезитов, туфогравелиты и туфоконгломераты, в бассейне р. Прав. Эльген отмечены отдельные покровы андезитов мощностью 10—15 м. Наиболее груботерригенные осадки локализуются на западе, в этом же направлении возрастает и общая мощность отложений (см. рис. 3). Данные образования относятся к терригенно-вулканогенной формации [9] зрелой стадии геосинклинального цикла. В направлении к северу она сменяется флишоидной формацией Сугойского синклинория [5].

В норийский век (время миграции прогибов) в результате резко дифференцированных движений на месте бывших отмелей возникают наиболее глубокие впадины. В частности, наиболее мощные осадки обнаружены в бассейне р. Оротукаан — ранее воздымавшемся участке, что, возможно, связано с погружением в соседнем Иньали-Дебинском прогибе [6]. На границе структур, в местах заложения разломов, широко проявились процессы андезитового вулканизма, приведшие к появлению больших масс пирогенного материала, мощных пачек туфов, тефроидов, туффитов. Осадконакопление в это время происходило в условиях мелководного моря с обилием вулканических островов, вблизи которых формировались грубооберегистые туфогенные породы.

Нижнеюрские и частично среднеюрские отложения присутствуют в краевых частях поднятия; в его центральных частях осадки, по-видимому, не отлагались. Они образуют толщу (500—1500 м) алевролитов, переслаивающихся с песчаниками, туфопесчаниками и аргиллитами; присутствуют известковистые гравелиты, а на юге — туфы андезитов, углисто-глинистые сланцы и пласти каменного угля. Отложения относятся к нижнемолассовой формации поздней стадии геосинклинального цикла. В соседнем с севера Сугойском прогибе ее формирование началось позже, в среднеюрскую эпоху [5].

Накопление осадков происходило в окраинных прогибах при разрастающейся площади центральной суши поднятия. Пестрый состав отложений предполагает извилистые очертания морского бассейна, наличие островов и

разную расчлененность суши. Для юрского периода выделяется автохтонная терригенно-минералогическая (вулканомиктовая) провинция, связанная с разрушением продуктов позднетриасового вулканизма [19].

Наиболее глубоководные части бассейна располагались вдоль северной и юго-западной границ геоантиклинали. Нижнеюрские отложения в бассейне нижнего течения р. Буюнды представлены мощной толщей аргиллитов с тонкими прослойками песчано-алевритового материала. Относительно глубоководный характер бассейна подтверждается тонкотерригенным составом, повышенной марганценосностью и бедностью пород органическими остатками.

В среднеюрскую эпоху отчетливо наметился прогиб вдоль Умарского глубинного разлома. Бассейн осадконакопления здесь сохранился и в позднеюрскую эпоху, однако он был остаточным, замкнутым и заполнялся пресноводными осадками [6]. В конце позднеюрской эпохи на фоне расширения области поднятий и установления континентального режима, видимо, началось образование крупных складок и разрывов, происходило внедрение даек диоритовых порфиритов и гранит-порфиров, становление крупных гранитоидных массивов.

На рубеже позднеюрской и раннемеловой эпох произошли основные складкообразовательные процессы в Яно-Колымской геосинклинальной системе [2], осадочные толщи поднятия были дислоцированы в сложные складки. Судя по встречному наклону осевых поверхностей складок, создается впечатление о движении масс к осевой части поднятия. В то же время на морфологию и простирание складок, несомненно, оказали большое влияние характер основания, конседиментационные структуры, в том числе формирующиеся гранитоидные массивы (магматогенные поднятия) и скрытые глубинные разломы.

Субгоризонтально лежащие верхнемеловые вулканогенные образования с угловым несогласием перекрывают подстилающие дислоцированные толщи. Они выполняют Балыгычано-Сугойский прогиб и распространены фрагментарно в виде небольших вулканических покровов и полей главным образом в южной и восточной частях территории. Нижние части вулканических полей сложены андезитами, их туфами, андезитобазальтами общей мощностью 300—800 м. В верхах располагаются липариты, их туфы, дациты и липаритодациты мощностью 300—600 м. Верхнемеловые вулканиты вполне отвечают характеру наземно-вулканогенной (порфировой) формации орогенной стадии развития структуры [17]. Одновременно с покровами верхнемеловых эфузивов формировались комагматичные им субвулканические

тела, а также массивы гранитоидов субсектентного магматизма. Почти все магматические образования контролируются зонами ограничивающих и поперечных субмеридиональных глубинных разломов.

Приведенное описание строения интересующей нас структуры позволяет считать ее обращенным антиклинальным поднятием, развившимся из геоантиклинали. Согласно палеогеографическим построениям (см. рис. 3) ось геоантиклинали была смещена к северу, вследствие чего северное крыло Балыгычанского поднятия крутое, а южное более пологое. Слои осадочных пород дислоцированы в линейные зеркала мелкой складчатости выявляет прибрежноморфные складки разных порядков, ближающуюся к коробчатой форме крупных складок. Складки конформны ограничениям только в краевых частях поднятия, в центральной же части их общее простиранье варьирует от субширотного до северо-восточного и субмеридионального. Это связано, скорее всего, с общим разворотом складчатых структур Яно-Индигирской синклинальной зоны.

Анализ осадочных формаций Балыгычанского поднятия выявил в общем полный цикл его геосинклинального развития, в котором выделяются стадии начальных погружений (позднепермская и раннетриасовая эпохи), интрагеоантиклинального обращения (средне-позднетриасовые эпохи) и миграции частных прогибов (средне-поздненорийское время). Значительные структурные перестройки в Яно-Колымской системе между ранней и средней стадиями ее развития обусловили формирование в пределах Балыгычанского поднятия мощной терригенно-вулканогенной формации на фоне широко проявившихся процессов андезитового вулканизма.

Все отмеченные особенности строения и развития Балыгычанского поднятия, одного из крупных элементов Яно-Колымской складчатой системы, обусловлены закономерным проявлением тектонических и магматических процессов, что дает основание положительно оценивать металлогенический потенциал структуры. Подчеркнем, что наиболее важное значение в распределении полезных ископаемых имеют, по-видимому, скрытые глубинные разломы.

Автор выражает глубокую признательность коллегам по геологическим исследованиям в регионе и особенно Ю. Г. Кобылянскому, И. А. Панычеву и Ю. Н. Симонову, без квалифицированных наблюдений которых невозможно было бы полно представить структуру Балыгычанского поднятия и проследить историю его развития.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аникеев Н. П., Биркис А. П. и др. О некоторых геологических факторах, контролирующих золотоносность юго-восточной части Главного Колымского золотоносного пояса.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан: Кн. изд-во, 1966.
2. Аникеев Н. П., Васильевский А. П. и др. Тектоника.— В кн.: Геология СССР. Т. 30. Кн. 2. М.: Недра, 1970.
3. Богвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости.— М.: Наука, 1965.
4. Кобылянский Ю. Г., Мигович И. М. Этапы развития геосинклинальных прогибов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1971.
5. Кузнецов В. М. Особенности строения Сугойского синклиниория и его положение в мезозоях Северо-Востока СССР.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
6. Литвинов В. Е., Мальков Б. И. Типы разрезов триасовых отложений района больших порогов р. Колымы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан: Кн. изд-во, 1972.
7. Литовченко З. И. Геологоструктурные позиции Мягкит-Хурчапского рудного узла.— Там же. Вып. 22, 1975.
8. Македонов А. В., Зарецкий П. В. Конкремцеобразование и стадийность литогенеза.— В кн.: Конкремции и конкремционный анализ. М.: Наука, 1977.
9. Мальков Б. И. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1971.
10. Мерзляков В. М., Терехов М. И. Срединные массивы Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
11. Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Тектоника Якутии.— Новосибирск: Наука, 1975.
12. Озерцова В. А., Радзивилл А. Я. Новые данные о тектоническом строении верховьев р. Колымы по материалам аэромагнитных работ.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока. Вып. 17. Магадан: Кн. изд-во, 1964.
13. Панычев И. А., Титов В. А. Особенности геологического строения юго-восточного фланга Иньяли-Дебинского синклиниория.— Там же. Вып. 20, 1972.
14. Полуботко И. В., Паракецов К. В., Репин Ю. С. Юрские структурно-фаунистические области на Северо-Востоке СССР.— Там же. Вып. 23. Кн. 1, 1977.
15. Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозой Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1968.
16. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойда севера Тихоокеанского кольца.— Новосибирск: Наука, 1973.
17. Хайн В. Е. Общая геотектоника.— М.: Наука, 1973.
18. Чехов А. Д. Глубинные разломы Иньяли-Дебинского синклиниория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1973.
19. Эпштейн О. Г. Источники сноса в истории формирования верхоянского комплекса (южная часть Яно-Колымской складчатой области).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23. Кн. 1. Магадан: Кн. изд-во 1977.
20. Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ.— Л.: Наука, 1981.

Поступила в редакцию  
6 декабря 1983 г.

УДК 552.511:553.411.041

*А. И. Калинин, В. М. Ольшевский, Н. А. Костырко, М. В. Болдырев*

## ИНЪЕКЦИОННЫЕ БРЕКЧИИ НА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗЕ

На основе разработанной систематики проанализирован и обобщен материал по инъекционным брекчиям малоглубинных месторождений различных руд металлов на Северо-Востоке СССР. Предлагаемая система построена по возрастному принципу, что позволяет в полной мере использовать достоверную геоло-

В течение последних полутора-двух десятилетий объектом пристального внимания геологов стали своеобразные брекчевые образования, широко развитые на эндогенных рудных месторождениях и обладающие важной генетической и поисково-оценочной информацией. О них упоминается в классификации горных пород И. Вальтера [21], который выделял эксплозивные брекчии как продукт переработки вулканитов в зонах газовых выбросов. Позднее интерес к этим специфическим породам в известной мере предопределялся основополагающими исследованиями Г. Клооса [19] и Д. Рейнольдса [20], создавшими модель природного процесса флюидизации — одного из механизмов формирования подобных образований. На важное значение брекчевых тел, даек туффизитов, галечниковых столбов в структуре рудных месторождений указывали Дж. Спэрр, В. Линдгрен, В. А. Обручев, М. А. Усов, выделяя их из групп тектонитов и осадочных пород. По-видимому, первыми месторождениями, где эти образования были открыты и изучены, были таковые золота, серебра и полиметаллов (Трансильвания, Колорадо, Забайкалье). Позже они устаповлены на очень многих эндогенных месторождениях: оловянных, порфировых, медно-молибденовых, медно-колчеданных, свинцово-цинковых, редкometалльных и др. В настоящее время по этому вопросу существует обширная литература. Большинство исследователей усматривают парагенетическую и генетическую связь криптовулканических продуктов и эндогенного оруденения, отмечают их частую пространственную сопряженность.

На рудных месторождениях Северо-Востока СССР различные брекчевые и галечные образования найдены еще в 40-х гг. и довольно де-

тическую информацию о форме, размере, составе реальных тел, особенно важную для целей локального прогноза. Выделены дорудные, предрудные, синрудные и пострудные образования, относящиеся к магматическому и гидротермальному этапам развития рудно-магматической системы.

тально исследованы под руководством профессора А. К. Болдырева. Со второй половины 60-х гг. в связи с изучением оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса они были встречены в целом ряде районов. Установлено широкое распространение брекчий, сопровождающих рудоносные жилы, показано их нетектоническое происхождение и определено поисковое значение. По мере накопления материала стали выявляться сложности в идентификации этих пород, наметилось их структурное, петрографическое и генетическое разнообразие. Настоящая статья является первым опытом обобщения и систематизации данных по нетектоническим брекчиям и родственным им образованиям на золотосеребряных, серебряных, сереброполиметаллических, золотосульфидных, оловянных, оловосеребряных рудо-проявлениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и сопредельных структур.

### СИСТЕМАТИКА

Существуют различные подходы к систематике криптовулканических образований, отражающие взгляды авторов на их генезис. В зависимости от этого в основу классификаций положены разные принципы. Ч. Ф. Парк, Р. А. Мак-Дормид, Б. И. Берман и (в известной мере) Н. А. Фогельман в основу своих построений берут представления о ведущей роли флюидизации [1, 2, 15, 18]. Главным флюидизирующим агентом служат ювенильные газы, вызывающие механическую мобилизацию пород и вовлекающие их в восходящее или латераль-

Таблица 1

## Систематика инъекционных брекчий на близповерхностных рудных месторождениях Северо-Востока ССР

Характеристика состава и строения	Возрастные группы брекчий				Гидротермально-брекчики, «лахарники»
	Дорудные	Предрудные	Рудные (спиртурные)	Пострудные	
Применяемые термины	Автомагматические брекчи, эруптивные брекчи, автомагматические брекчи, флюидпорфириты (игниссумиты), интрузивные птинимориты	Мобилизиты, туфризиты, эксплозивные брекчи, интрузивные брекчи, глии, глии, гидротермально-эксплозивные брекчи, криогловулканические образования, гидротермальные брекчи	Брекчевые руды	Гидротермально-брекчи, «лахарники»	Наследуют рудно-носные структуры
Структурная позиция брекчевых тел	Типичны для районов развития интимиторитового вулканизма. Приурочены к очаговым очаговым структурам (главным образом, интрузивно-кубническим разломам, зонам глубокого заложения, сочленению полюгительных и отрицательных вулканоструктур	Заделают на площацах распространения дорудных брекчий, приурочены к сквозным разломам, интрузивно-кубническим структурам (главным образом, интрузивно-кубническим разломам, зонам антиклиналей, контактам магматических тел различного состава	Сквозные оперенные разломы и трещины, скопление интрузивно-кубнических поднятий, антиклинали, контактымагматических тел. Наследуют структурные позиции предрудных брекчий	Жилообразные тела мацности в десктии сантиметров и протяженностью в первые метры, редко гнездообразные выделения	Жилы и системы жил значительной протяженности и мацности, крупного и среднего падения, ветвящиеся по восстанию
Формы и размеры тел	Экструзивы, покровы, лакколиты, штоки изометричной и неправильных форм, достигающих в плоскости первых километров, даики и силлы длиной до 2—3 км, мацность до 100—200 м, крупные субураннические массивы	Дайкообразные, жилообразные, ветвящиеся по востанию, нередко беспорцевые, иногда слепые, крутоизогнутое тела, реже субгоризонтальные изометричной, линзовидной, столбообразной, неправильной формами, размером обычно в десятки метров в поперечнике, прослеженные по простиранию и падению до первых сотен метров, реже более мацные и протяженные (до 300—800 м). Типичные молниевидные прожилки.	Жилы адуляри-кварцевые, сульфидно-кварцевые, ролонит-кварцевые, с обломками боковых пород, размером до 1,5 м. Обломки составляют 20—30, иногда до 80%	Четкие секущие	Содержат обломки рудных жил и вмещающих пород. Цемент нераскристаллизованный, субкриSTALLИЗИРОВАННЫЙ, черный с суплифидной минерализацией
Литолого-петрографические особенности инъекционно-брекчий образований	Кварц-латиговые, латиговые, трахиандезитовые, лапиллито-кристаллитовые, кристаллокластические игниссумиты с брекчийной и массивной текстурой, флюидальные липариты с участками брекчиями, ультракалиевые витроптические брекчи с четкой пепловой структурой	Псевдогипсовые, валунчатые, тонкообломочные брекчи, крупные и глубокозалегающие город, долеритовые, гидротермально-жильные образований вулканического стекла, кварца, полевых шпатов и других минералов. Цемент обломочный, гидротермальный и гидротермально-обломочный. Текстуры брекчийные, изредка фиксируются следы течения, переноса, дифференциации	Обычно резкие, ровные, извилистые, угловатые, плотные, без глинки трещин, реже постепенные и деформированные	Тектонические ровные, четкие, реже извилистые, зазубренные, расплывчатые, неопределенные, полистадийные	Полициклические
Характер контактов с вмещающими породами	Резкие интрузивные, реже постепенные. Глинисто отсутствие апофиз	Контролируют размещение рудных тел, иногда рудные минерализации развиваются по инъекции ошмы брекчиям	Несоударственно вмещающие рудную минерализацию	Локализованы рудных телах	Золотосеребряная, золотосульфидная, оловосеребряная, ртутная
Цикличность выщерения	Многофазные	Дорудные брекчи фиксируют крупные рудно-носовые зоны, непосредственно расположаются рудными телами либо залегают вблизи них	До 1,0—5,0 %	Меньше 1 %	Золотосеребряная, золотоуфилдная, ртутная
Отношение к рудным телам	Золотосеребряная, оловосеребряная	Золотосеребряная, золотосульфидная, оловосеребряная, ртутная	До 1,0—5,0 %	Меньше 1 %	Меньше 1 %
Рудные формации	До 100 %				
Относительное количество инъекционных брекчий в рудных полях в % от объема последних					

ное перемещение. Образование брекчий в этом случае по скорости сопоставимо с процессом вскипания магмы. При высоких скоростях движения газа объем пород увеличивается, они дробятся, и их обломки перемешиваются. Если поступление газа продолжается, образуются хорошо проработанные каналы, по которым преимущественно и происходит перемещение породно-газовой смеси [15]. Большее число исследователей признают образование брекчийных тел в результате скрытых внутрикоровых эксплозий, связанных с ультракислыми и субщелочными магмами [8–11, 17]. Скрытые эксплозии формируются в гипабиссальных и приповерхностных условиях на глубине до 4–5 км. В их возникновении главную роль играют особенности дифференциации магмы, режим отдаления от нее летучих компонентов, фазовые расслоения и вскипание гидротермальных растворов, определяющие бурное взрывоподобное течение процесса. П. Ф. Иванкиным предлагается различать эруптивные, эксплозивные и эксплозивно-гидротермальные брекчии, выделение которых производится по характеру перемещенности материала, степени его гидротермальной переработки и возрастному положению относительно оруденения. Под эруптивными брекчиями понимаются образования, очень близкие лавобрекчиям; эксплозивные брекчии — продукты взрыва магмы, не испытавшие инъекционных перемещений, эксплозивно-гидротермальные — по существу, руды брекчевой текстуры [10]:

Г. И. Туговик сформулировал понятиеrudносного эксплозивно-брекчевого сооружения и предложил классифицировать брекчии по характеру выполняющих пород и степени перемещенности обломков: I — мономиктовые перемещенных пород, II — полимиктовые вмещающих и перемещенных пород, III — с присутствием туфового материала, IV — перемещенные, сцепленные интрузивной породой или расчлененные дайками, V — интрузивные породы с реликтовыми участками брекчий [17]. В. Н. Воеводин с соавторами предлагают типизировать брекчии трубок взрыва на вольфрамовых месторождениях по глубине становления и различать вулканические, субвулканические и интрузивные брекчевые тела [6]:

Наряду с гипотезой взрывного происхождения брекчий существуют представления о том, что они образуются в результате коррозии пород вулканическими эманациями или в процессе минерализационного обрушения [14]. Предлагается также комбинированный механизм, включающий эксплозии и обрушение [7]. Так же как и большинство других исследователей, сторонники гипотезы минерализационного обрушения подчеркивают различное возрастное положение брекчевых образований и орудене-

ния. Наиболее полно и последовательно это делает Л. Бриннер, выделяя дигидротермальные и когидротермальные брекчевые и галечниковые тела [5].

Предлагаемая авторами систематика брекчевых образований эндогенных месторождений Северо-Востока (табл. 1) построена по возрастному принципу, что позволяет в полной мере использовать достоверную геологическую информацию о форме, размере, составе реальных тел и их относительных возрастных соотношениях, что особенно важно для целей локального прогноза. Для обозначения объекта исследования применены термины «инъекционная брекчия» или «интрузивная брекчия», которые понимаются как полные синонимы. Эти термины подчеркивают геолого-структурный подход к проблеме, что вполне оправдано в прикладных целях.

Авторами выделены четыре возрастные группы брекчий: дорудные, предрудные, рудные (синрудные) и пострудные, принадлежащие к двум генетическим классам. Первый класс характеризует магматическую (дорудные брекчии), второй — гидротермальную (предрудные, рудные и пострудные образования) стадии развития процесса. В связи с этим дорудные брекчии вполне правомерно считать магматогенными, а все остальные — гидротермальными. К магматогенным дорудным брекчиям авторы относят крупные (в сравнении с объемом руды) тела, гидротермальная минерализация в которых, как правило, отсутствует. Гидротермальными брекчиями считаются лишь тела, структурно связанные с рудой и представляющие собой в значительной степени агрегат вторичных минералов, в том числе и рудных. Объем гидротермальных брекчий значительно меньше, чем магматогенных для одних и тех же рудных полей и месторождений. Резко отличается и форма тел гидротермальных брекчий. Таким образом, магматогенные и гидротермальные инъекционные брекчии, представляющие собой самостоятельные генетические классы, четко различаются геологическими особенностями.

## ДОРУДНЫЕ ИНЪЕКЦИОННЫЕ БРЕКЧИИ

Такие брекчии встречаются в виде крупных тел различной формы (см. табл. 1), которые могут слагать целиком все рудные поля и месторождения или их крупные части. Это преимущественно секущие тела: штоки, лакколиты до нескольких километров в поперечнике, дайки мощностью до сотен метров и длиной первые километры. Менее развиты согласные тела: силлы, потоки, покровы, экструзивы значительных размеров. Многие из них слагают

хорошо проработанные жерловые структуры, в том числе и линейного типа, контролируемые кольцевыми разломами, узлами пересечения различных дизьюнктивов и т. п.

Тела дорудных брекчий сложены породами различной текстуры — брекчевой, пламенной, псевдопламенной, флюидальной, полосчатой, которые представляют собой как фациальные разновидности с постепенными переходами, так и продукты различных фаз внедрения. Преобладают породы псаммитовой и алевритовой структур — кристаллокластические, литокластические или витрокластические игнимбриты с различными переходными разностями. Характерны сферолиты, сферолоиды и другие текстурные признаки ликвации магматического расплава. Менее развиты псевфитовые дорудные брекчи, где и обломки, и цемент представлены магматическими породами близкого состава. Очень часто в породах видны признаки богатства расплава летучими компонентами — участки пузыристого сложения, пепловые рогульки, лиофизы с флюоритом в центральных частях и т. д. Химический состав дорудных брекчий меняется очень широко: от ультракислых и ультракалиевых липаритов, липаритодазитов до латитов, трахитов, трахиандезитов.

Тесные пространственные и структурные связи дорудных брекчий с рудными телами отсутствуют; связи с оруденением имеют, по-видимому, парагенетический характер, а их отдельные массивы или комплексы фиксируют рудоносные зоны, узлы и поля.

### ПРЕДРУДНЫЕ ИНЬЕКЦИОННЫЕ БРЕКЧИИ

На близповерхностных месторождениях Северо-Востока СССР предрудные брекчи пользуются наибольшим распространением, хотя общий объем их и невелик в сравнении с дорудными. Они приурочены к рудным полям или отдельным их участкам, а внутри них — к разломам, поверхностям стратиграфических и интрузивных контактов, границам структурных несогласий и другим рудолокализующим элементам.

Морфология и размеры тел предрудных брекчий зависят от формационного типа месторождений. На золотосеребряных и серебряных рудопроявлениях Охотско-Чукотского вулканического пояса встречаются (наряду с телами другой формы) крупные массивы брекчий, имеющих форму воронки. Строение таких тел сложное: наблюдаются многочисленные мелкие согласные и секущие апофизы, глыбы и блоки пород, тесное переплетение различных литолого-структурных типов брекчий, минерализованных и безрудных участков. Наиболее крупное воронкообразное брекчевое тело установ-

лено на рудопроявлении, расположеннном в северном замыкании Балыгычано-Сугойского прогиба. Здесь тело предрудных брекчий имеет в плане форму эллипса размером  $0,7 \times 1,4$  км и сужается вниз. Брекчевое сооружение размещается среди молассоидных угленосных отложений раннего мела, которыми и слагаются все обломки. Магматические породы на самом рудопроявлении отсутствуют. Воронкообразное уплощенное бескорневое тело брекчий установлено на серебряном месторождении в кислых вулканитах [13]. Оно имеет длину 230, мощность до 50, вертикальную протяженность 150 м. Ниже тела сплошных брекчий располагаются рассредоточенные их прожилки незначительной мощности.

Тела столбо- и трубообразной формы, вертикально или крутонаклонно уходящие на глубину, установлены на ртутных и оловорудных месторождениях. В их строении большую роль играют галечные образования, слагающие самостоятельные трубы или отдельные участки сложных тел. В плане они имеют округлую форму и диаметр 10—60 м. На глубину отдельные из них прослежены выработками до 120 м и продолжаются далее. Две брекчевые трубы изучены на ртутном месторождении [16], локализованном в песчано-сланцевых верхнетриасовых породах чукотских мезозойид, вблизи вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса в Палаянской вулканоструктуре.

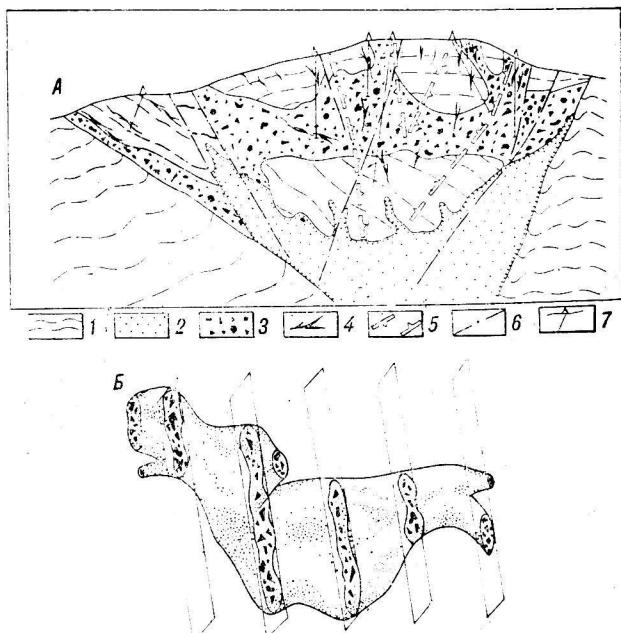


Рис. 1. Различные типы брекчевых построек.

А — схематический разрез криптовулканической структуры, расположенной в северном замыкании Балыгычано-Сугойского прогиба. 1 — осадочные угленосные отложения мела; 2 — туффиты; 3 — щебенчатые брекции; 4 — рудоносные прожилки; 5 — границы измененных пород; 6 — разломы; 7 — буровые скважины. Б — брекчевая трубка ртутного месторождения, по [16] (слева — верх, справа — низ).

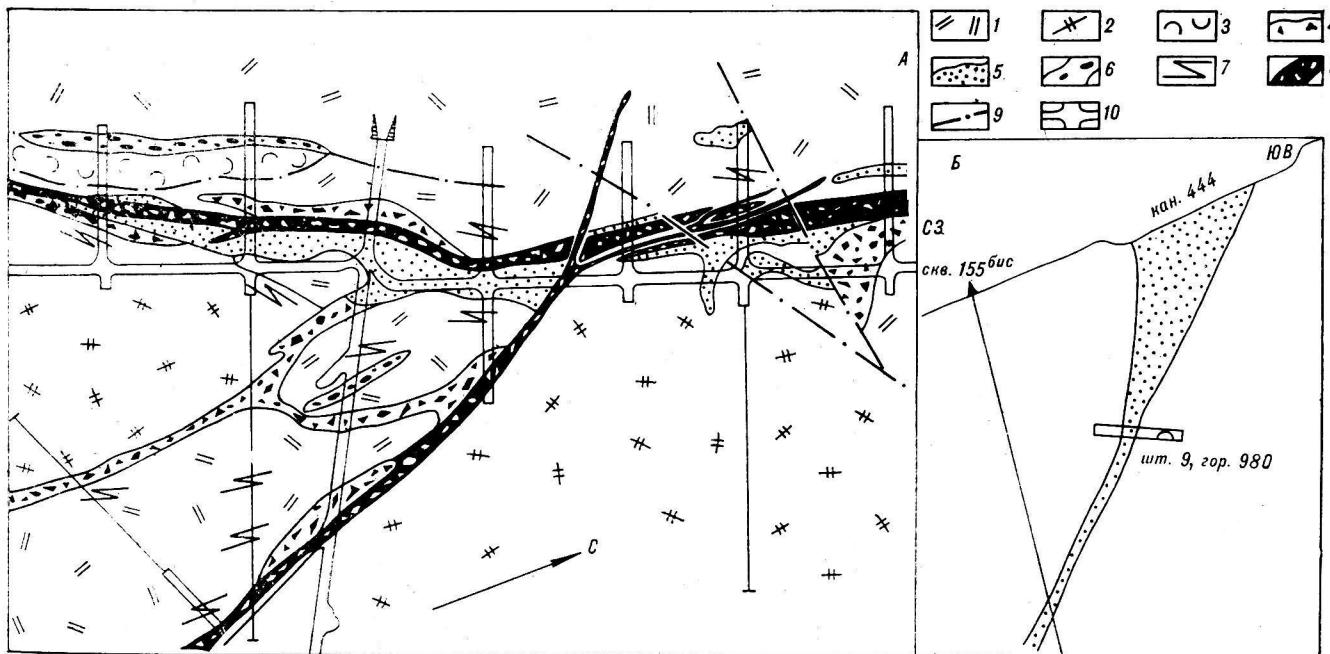


Рис. 2. Соотношение сложных разновозрастных даек различных типов инъекционных брекчий на серебряном месторождении (A) и их форма в разрезе (B).

1 — фельзиты; 2 — игнимбриты липаритодактов; 3 — витрокластические игнимбриты липаритов; 4 — щебенчатые предрудные брекчии; 5 — туффзиты; 6 — галечные образования; 7 — молниевидные прожилки тонкобломочных брекчий; 8 — синрудные брекчии (брекчевые руды); 9 — тектонические трещины; 10 — подземные горные выработки.

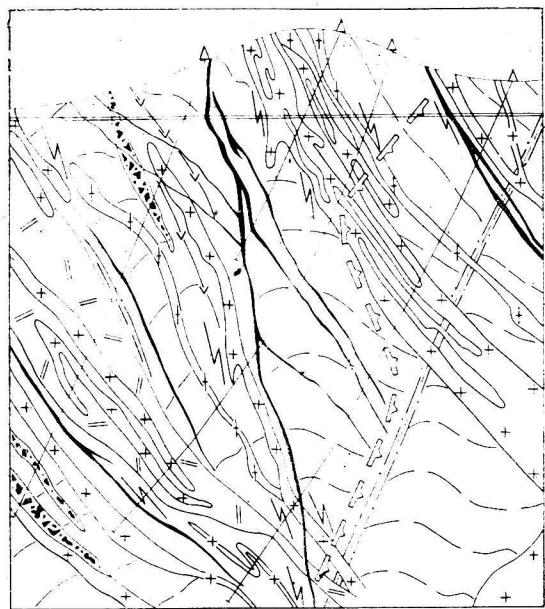


Рис. 3. Структурное положение и морфология жилообразных тел криптогипогенных образований в разрезе золотосульфидного месторождения.

1 — песчано-сланцевые отложения триаса; 2 — сиенит-порфиры; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры; гранит-порфиры; 4 — керсантиты и минетты; 5 — фельзиты; 6 — буровые скважины и подземные горные выработки; 7 — тела предрудных инъекционных брекчий; 8 — предрудные инъекционные брекчии в форме молниевидных прожилков; 9 — границы зоны серицитолитов; 10 — разлом; 11 — рудные тела.

ре. Трубки секущие, крутопадающие, сопровождаются многочисленными послойными апофизами, в плане представляют собой вытянутый овал размером 50 × 120 м. По вертикали они прослежены на 200 м и, постепенно сужаясь, продолжаются глубже (рис. 1).

Наиболее распространенной морфологической разновидностью тел интрузивных брекчий на рудных месторождениях Северо-Востока СССР являются линейные образования: дайки, силлы, мелкие жилы и прожилки, контролируемые разломами и трещинами. Они присутствуют на золотосеребряных, золотосульфидных, серебро-полиметаллических и оловосеребряных рудо-проявлении. Длина даек, обычно крутопадающих, достигает 1 км, мощность 60 м, причем по падению она сокращается (рис. 2). Многие из даек бескорневые, их вертикальная протяженность составляет 200—300 м. Кроме расширения по восстанию, характерно также ветвление даек в этом направлении, появление многочисленных осложняющих апофиз, нередки слепые тела. В сложении даек участвуют различные структурные разновидности пород. На некоторых месторождениях залегают сложные линейные дайкоподобные тела. Мелкие жилы и прожилки брекчий встречаются как совместно с телами другой формы, так и самостоятельно. Второй случай характерен для золотосульфидных и серебро-полиметаллических рудо-проявлений (рис. 3). Мощность жил и прожил-

ков от миллиметров до 15—20 см, редко более, длина по простиранию достигает первых десятков метров, по падению они очень невыдержаные. Прожилки часто располагаются группами, контакты их с вмещающими осадочными и вулканогенными породами резкие, большей частью прямые, реже извилистые. Относительно слоистости они могут занимать секущее или согласное положение. Очень часто встречаются прожилки характерной коленчатой («молниеобразной») формы.

По структуре, текстуре и составу среди предрудных брекчий различаются туффизиты, щебенчатые и галечные разности. Туффизиты, которые авторы выделяют вслед за Г. Клоосом [19] и Н. А. Фогельман [18], представляют собой темно-серые до черных, большей частью пелитовые, очень редко алевритовые и псамmitовые породы. Они плотные, массивные, иногда в контактах полосчатые, местами напоминают роговики. Состоят из криптозернистого кварца с примесью хлорита, гидрослюды, графита и аморфного углеродистого вещества. Присутствуют линзы бурого вулканического стекла, часто ориентированные пепловые рогульки и обломки вулканических и осадочных пород, которые наиболее обильны в краевых частях даек и мелких жилок. В туффизитах установлены обломки пропилитов и кварц-гидрослюдистых метасоматитов, что указывает на их предрудный возраст. Ими обычно слагаются самостоятельные тела, реже они встречаются в тесной связи с другими типами инъекционных образований. Характерно наличие в туффизитах на отдельных участках резко оскольчатых обломков вмещающих вулканитов, придающих породе эффектный брекчийский рисунок.

Щебенчатые брекчии наиболее распространены среди предрудных образований. Они содержат обломки размером в среднем 2—3 см. По составу обломков выделяются полимиктовые и мономиктовые разности. Обломочная часть полимиктовых брекчий представлена различными вулканитами, осадочными породами фундамента и очень небольшим количеством гранитов и аплитов, залегающих на глубине. Цементирующая масса полимиктовых брекчий обычно состоит из алевритовых и псаммитовых обломков, пород и кристаллов. Среди последних преобладают плагиоклаз и кварц, реже отмечаются биотит, моноклинный пироксен, амфибол. Иногда в том или ином количестве присутствуют пепловые рогульки. Обломки погружены в микрофельзитовый агрегат кварца и калиевого полевого шпата. Часто тела брекчий подвержены интенсивной гидротермальной переработке, причем в первую очередь и наиболее интенсивно изменена их связующая масса. Из новообразований обычны кварц, гидрослю-

да (серицит), карбонат, в меньшей степени адуляр, хлорит, апатит, турмалин, т. е. ассоциация минералов, характерная для гидрослюдисто-кварцевой фации метасоматоза, непосредственно связанной с рудным процессом.

Тела полимиктовых брекчий — чаще всего многофазные образования. На золотосеребряном рудопроявлении в вулканитах, например, установлено их четырехкратное внедрение. На золотосульфидном рудопроявлении, локализованном в терригенных отложениях внешней окраинной зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, наблюдались шарообразные полости, заполненные мелкообломочными брекчиями двух фаз внедрения с очень резкой границей между разновозрастными образованиями. Кроме стадийной зональности, часто отмечаются постепенные изменения в составе и строении брекчий (рис. 4). Четкая связь отмечается между размером и формой обломков. Обломки выше 10 мм в поперечнике чаще имеют округлую, иногда эллипсовидную форму, мелкие же обломки остроугольные. Форма обломков зависит от длительности транспортировки, в связи с чем более совершенную абразивную форму имеют обломки наиболее глубоко залегающих пород.

Мономиктовые брекчии залегают либо самостоятельно, либо совместно с полипородными брекчиями в пределах сложных тел. Состав кластической части полностью соответствует вмещающим породам. Как и в полимиктовых брекчиях (даже чаще), по периферии обломков наблюдается светлая кайма, сложенная тонкозернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата или альбита. Связующая масса мономиктовых брекчий состоит из мелких (десяти доли до первых миллиметров) остроугольных обломков пород и кристаллов. Лито- и кристаллокласты погружены в тонкозернистый агрегат калиевого полевого шпата, кварца с примесью хлорита и пирита, на который часто наложены вторичные изменения.

Галечные брекчии состоят из хорошо обработанных галек и валунов вмещающих пород, скементированных разнообломочным туфом, туффизитами. Цемент обычно в большей степени изменен вторичными процессами, чем кластическая часть. Помимо самостоятельных тел галечные брекчии наряду с другими разновидностями участвуют в строении сложных образований. Количества цемента и кластической части наиболее часто находятся примерно в равных соотношениях. Очень редко встречаются единичные шарообразные валуны, расположющиеся в мелкообломочном цементе.

Среди инъекционных брекчий месторождений Северо-Востока СССР преобладают породы с калиевой специализацией (табл. 2). Особую группу среди них составляют комплексы ульт-

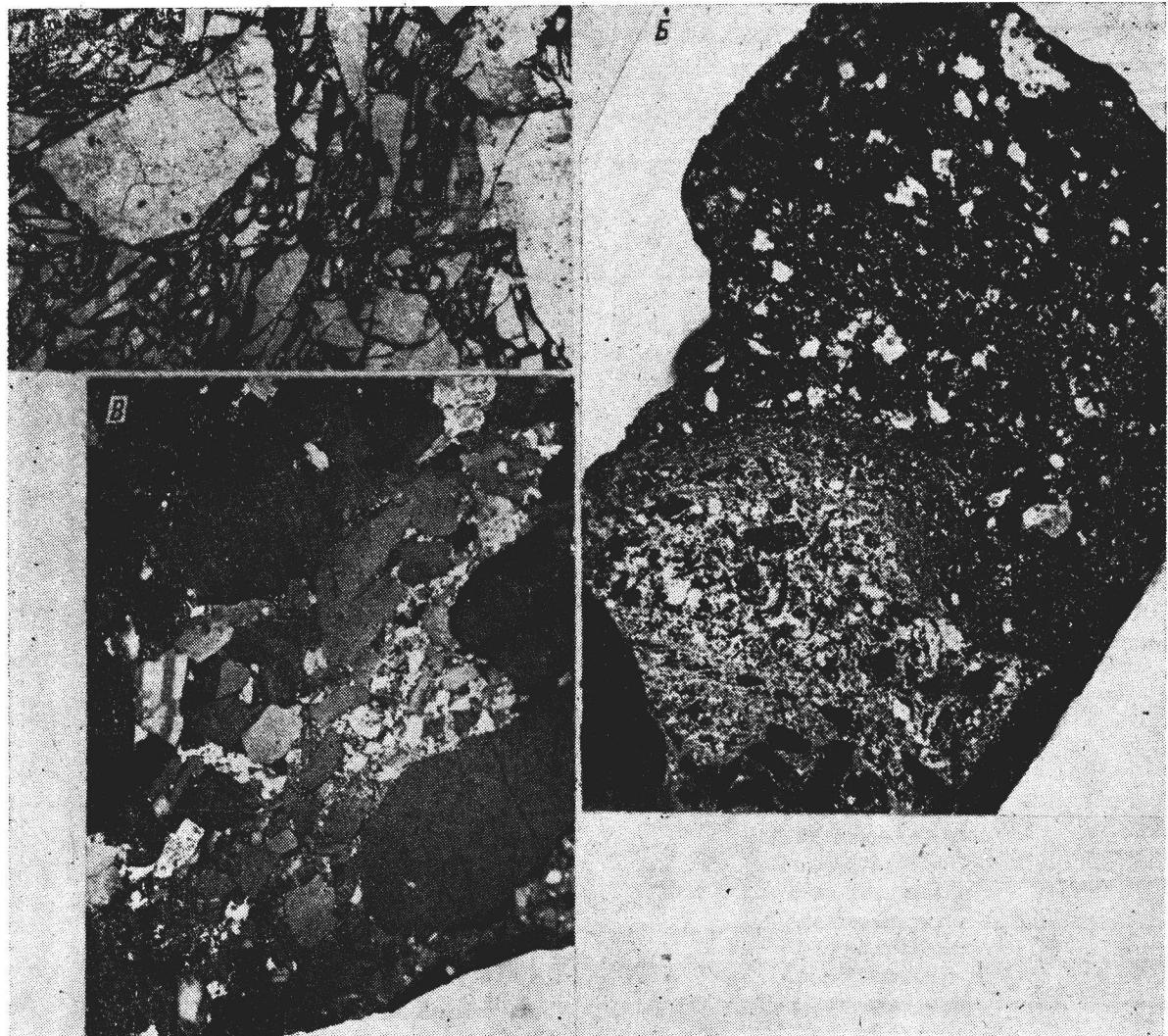


Рис. 4. Характерные структурно-текстурные особенности брекчий.

**A** — осколчатая брекчия. Темный цемент — туффизит, в обломках — ультракалиевые липариты, натуральная величина;  
**B** — брекчии двух фаз внедрения с золотосульфидного месторождения. Видна четкая граница разновозрастных образований.  
 Полированный штук 1/6 натуральной величины; **C** — разнообломочная брекчия с ртутного месторождения.

ракалиевых липаритов и ассоциированных с ними туффизитов, которые полностью наследуют петрохимические особенности первых. Туффизиты и некоторые вмещающие породы содержат повышенные количества  $S_{\text{org}}$ , частично находящегося в виде графита. Отдельные разности брекчий различаются повышенными содержаниями серы, что, видимо, связано с ее привносом и последующей сульфидацией. Обращает на себя внимание обилие конституционной воды, указывающее на ее широкое участие наряду с серой, фтором, хлором и другими летучими в процессе формирования брекчий. В частности, одним из показателей богатства летучими магматического расплава, продуцировавшего криптовулканические образования, является частое присутствие

в ультракалиевых липаритах многочисленных миарол, выполненных флюоритом.

Тесная пространственная связь гидротермальных предрудных брекчий с рудоносными телами отмечалась всеми исследователями, изучавшими близповерхностные месторождения данного региона. Наиболее отчетливо эта связь проявляется для линейных тел инъекционных брекчий, которые размещаются очень часто непосредственно в рудовмещающих разломах [3, 12] и таким образом маркируют их. Чаще всего среднешебечатые брекчии в виде прерывистых полос шириной, как правило, до метра окаймляют рудную жилу с висячего и лежачего боков. Границы брекчии с вмещающими породами постепенные, а с жилой — резкие. Многочисленные жильные апо-

Таблица 2

## Химический состав инъекционных брекчий и вмещающих их пород, вес. %

№	Номер обраца	Условия залегания	Возраст	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>opr</sub>	S <sub>обш</sub> + H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Сумма	Ппн			
1	M-323-8	Жилообразное тело	K <sub>2</sub>	64,79	0,56	14,89	2,06	3,66	0,20	1,64	0,72	0,49	2,94	0,43	3,63	—	1,57	3,46	0,22	99,85	7,71	
2	M-c153-203	Дайка	K <sub>2</sub>	70,76	0,28	16,02	0,44	1,44	0,04	0,62	0,93	2,54	4,97	0,04	0,43	—	1,35	0,45	99,65	4,61		
3	M-10	Дайка	K <sub>2?</sub>	63,47	0,59	18,23	1,08	2,43	0,04	1,49	1,98	0,78	5,68	0,22	0,34	—	1,77	0,28	100,08	2,12		
4	M-игр 4	Пласт	T <sub>2</sub> ?	56,44	1,03	19,50	1,78	5,32	0,08	2,24	0,25	0,72	3,40	0,16	—	0,17	3,04	0,28	100,39	6,04 **		
5	852(2)*	Жилообразное тело	K <sub>2?</sub>	62,91	0,57	22,01	0,49	3,45	0,21	1,03	0,37	0,22	5,34	0,08	0,03	0,34	—	3,61	0,57	101,24	4,42	
6	1-8(3)*	То же	To же	60,02	0,59	23,45	0,53	3,46	0,25	1,45	0,62	0,45	5,66	0,12	0,40	—	—	4,50	0,20	100,4	4,48	
7	444-1(1)*	»	»	57,91	0,86	23,87	0,18	2,74	0,11	1,29	1,05	0,28	6,32	0,10	0,40	0,20	—	4,37	0,93	101,23	5,47	
8	109	Покров	K <sub>2</sub> nh	70,71	0,35	15,58	1,59	0,92	0,12	0,51	1,89	2,51	2,74	0,06	0,58	0,09	—	1,25	0,65	99,55	2,47	
9	3-87	Сигил	K <sub>2</sub>	60,55	0,67	16,47	2,47	2,89	0,13	1,44	2,94	3,65	4,47	0,21	0,98	—	4,67	1,46	0,51	100,48	4,23	
10	3-24	То же	To же	62,41	0,70	16,49	1,65	3,24	0,16	0,83	2,40	3,48	5,36	0,24	0,51	—	—	2,27	0,51	99,74	2,58	
11	4	Покров	K <sub>1</sub> as	75,59	0,21	13,03	0,28	1,30	0,10	0,31	0,49	0,44	7,47 ***	—	—	—	—	—	—	—	—	
12	2	Экструзив	To же	72,40	0,28	12,99	0,42	1,36	0,07	0,21	0,29	1,88	6,02 ***	—	—	—	—	—	—	—	—	
13	566	Жилообразное тело	K <sub>2?</sub>	61,22	0,75	19,87	5,64	1,22	0,32	0,57	0,25	0,18	5,44	0,07	0,51	—	—	4,49	100,43	4,95		
14	c115-99	То же	To же	77,21	0,45	11,97	0,33	1,82	0,40	0,26	0,36	0,07	6,05	0,06	—	—	—	—	—	—	—	
15	c115-412	»	»	63,37	0,67	19,83	0,78	2,16	0,17	0,85	0,41	8,44	0,08	—	—	—	—	3,00	0,45	100,02	3,23	
16	c115-415	»	»	72,24	0,49	13,17	1,21	2,20	0,20	0,45	0,41	0,26	7,92	0,07	—	—	—	—	1,21	0,24	100,47	1,91
17	c115-432	Трубобообразное тело	To же	80,63	0,19	9,76	с.л.	1,24	0,19	0,22	0,41	0,19	6,84	0,04	—	—	—	—	0,69	0,06	100,46	0,73
18	c185-50	Дайкообразное тело	K <sub>2</sub> — P	69,20	0,32	13,88	2,02	1,81	0,06	1,08	1,42	3,04	3,37	0,08	1,63	—	1,30	1,68	0,17	100,41	4,07	
19	c177-414	То же	To же	67,67	0,44	14,78	4,09	2,77	0,09	1,02	0,35	1,39	6,85	0,46	1,58	—	0,67	1,48	0,42	100,40	3,87	
20	2530	Трубобообразное тело	K <sub>2?</sub>	63,83	0,72	12,93	4,95	2,24	0,40	2,01	3,01	1,62	3,59	0,09	—	—	—	—	0,10	0,99,83	4,64 **	
21	2529	То же	To же	65,50	0,58	13,69	3,86	1,92	0,05	2,85	1,89	1,80	2,97	0,40	—	—	—	—	0,22	99,80	4,37 **	
22	2528	»	»	70,33	1,05	10,20	5,45	2,42	0,06	2,24	1,54	1,46	2,44	0,11	—	—	—	—	0,42	99,61	3,39	
23	2526	Покров	To же	76,04	0,22	11,44	1,49	1,08	0,05	0,40	0,45	0,23	6,95	0,02	—	—	—	—	0,44	99,69	2,09	
24	2-24-5	Линза	K <sub>2</sub>	66,93	0,28	13,25	1,59	2,09	0,09	1,44	2,48	3,55	4,45	0,14	3,08	—	—	0,65	0,40	100,45	3,60	
25	364	Экструзивный вал	To же	61,44	0,65	16,43	4,52	3,99	0,14	1,90	3,36	3,83	3,39	0,18	0,63	0,27	—	2,49	0,21	99,52	4,63	
26	484	Линейное жерло	»	64,77	0,59	15,07	4,87	2,80	0,40	1,90	1,68	3,97	3,91	0,47	0,40	0,62	—	2,21	0,22	99,34	4,22	

**Примечание.** 1—4 — золотосульфидное месторождение Центральной Чукотки, коллекция В. М. Ольшевского 1980 г.; 1 — иллюкционная брекчия; 2 — гранит-порфир, 3 — квадриевый сиенит-порфир, 4 — глинистый сланец; 5—8 — Мало-Кансое оловянное месторождение (коллекция М. Р. Придакто, 1973 г.); 5—7 — граниты, 2 — гранит-порфир, 3—8 — иллюмбрит липарита из покрова наякской свиты; 9, 10 — автомагматическая орогенетическая (коллекция Ф. Е. Раевского, 1973 г.); 11—17 — серебряное месторождение (коллекция А. И. Налимова, 1978 г.); 11 — афибитовый ультратекстурный липарит ассолидинской свиты; 12 — пичмбогит ультракальциевого липарита; 13 — пелитовый туффицит; 14—16 — туффициты; 17 — первоизвестняк из галечниковской тщесланцевой толщи; 18—26 — золотосульфидные туфовые месторождения в Тулунчинском прогибе (коллекция М. В. Болдырева, 1974 г.); 18, 19 — серый экспозиционный брекчии (предварительный, 20, 21 — туффицит в ультратекстурном липарите, 21 — галлититизированный липарит, 22 — экспозиционная брекчия из ультратекстурных липаритов, 23 — кварцевый липарит, 24 — датит, вмещающий брекчии, 25 — кварцевый сланец, 26 — датит, вмещающий брекчии, 27 — гранит-порфир, 28 — гранит, 29 — гранит-порфир, 30 — гранит-порфир, 31 — гранит-порфир, 32 — гранит-порфир, 33 — гранит-порфир, 34 — гранит-порфир, 35 — гранит-порфир, 36 — гранит-порфир, 37 — гранит-порфир, 38 — гранит-порфир, 39 — гранит-порфир, 40 — гранит-порфир, 41 — гранит-порфир, 42 — гранит-порфир, 43 — гранит-порфир, 44 — гранит-порфир, 45 — гранит-порфир, 46 — гранит-порфир, 47 — гранит-порфир, 48 — гранит-порфир, 49 — гранит-порфир, 50 — гранит-порфир, 51 — гранит-порфир, 52 — гранит-порфир, 53 — гранит-порфир, 54 — гранит-порфир, 55 — гранит-порфир, 56 — гранит-порфир, 57 — гранит-порфир, 58 — гранит-порфир, 59 — гранит-порфир, 60 — гранит-порфир, 61 — гранит-порфир, 62 — гранит-порфир, 63 — гранит-порфир, 64 — гранит-порфир, 65 — гранит-порфир, 66 — гранит-порфир, 67 — гранит-порфир, 68 — гранит-порфир, 69 — гранит-порфир, 70 — гранит-порфир, 71 — гранит-порфир, 72 — гранит-порфир, 73 — гранит-порфир, 74 — гранит-порфир, 75 — гранит-порфир, 76 — гранит-порфир, 77 — гранит-порфир, 78 — гранит-порфир, 79 — гранит-порфир, 80 — гранит-порфир, 81 — гранит-порфир, 82 — гранит-порфир, 83 — гранит-порфир, 84 — гранит-порфир, 85 — гранит-порфир, 86 — гранит-порфир, 87 — гранит-порфир, 88 — гранит-порфир, 89 — гранит-порфир, 90 — гранит-порфир, 91 — гранит-порфир, 92 — гранит-порфир, 93 — гранит-порфир, 94 — гранит-порфир, 95 — гранит-порфир, 96 — гранит-порфир, 97 — гранит-порфир, 98 — гранит-порфир, 99 — гранит-порфир, 100 — гранит-порфир, 101 — гранит-порфир, 102 — гранит-порфир, 103 — гранит-порфир, 104 — гранит-порфир, 105 — гранит-порфир, 106 — гранит-порфир, 107 — гранит-порфир, 108 — гранит-порфир, 109 — гранит-порфир, 110 — гранит-порфир, 111 — гранит-порфир, 112 — гранит-порфир, 113 — гранит-порфир, 114 — гранит-порфир, 115 — гранит-порфир, 116 — гранит-порфир, 117 — гранит-порфир, 118 — гранит-порфир, 119 — гранит-порфир, 120 — гранит-порфир, 121 — гранит-порфир, 122 — гранит-порфир, 123 — гранит-порфир, 124 — гранит-порфир, 125 — гранит-порфир, 126 — гранит-порфир, 127 — гранит-порфир, 128 — гранит-порфир, 129 — гранит-порфир, 130 — гранит-порфир, 131 — гранит-порфир, 132 — гранит-порфир, 133 — гранит-порфир, 134 — гранит-порфир, 135 — гранит-порфир, 136 — гранит-порфир, 137 — гранит-порфир, 138 — гранит-порфир, 139 — гранит-порфир, 140 — гранит-порфир, 141 — гранит-порфир, 142 — гранит-порфир, 143 — гранит-порфир, 144 — гранит-порфир, 145 — гранит-порфир, 146 — гранит-порфир, 147 — гранит-порфир, 148 — гранит-порфир, 149 — гранит-порфир, 150 — гранит-порфир, 151 — гранит-порфир, 152 — гранит-порфир, 153 — гранит-порфир, 154 — гранит-порфир, 155 — гранит-порфир, 156 — гранит-порфир, 157 — гранит-порфир, 158 — гранит-порфир, 159 — гранит-порфир, 160 — гранит-порфир, 161 — гранит-порфир, 162 — гранит-порфир, 163 — гранит-порфир, 164 — гранит-порфир, 165 — гранит-порфир, 166 — гранит-порфир, 167 — гранит-порфир, 168 — гранит-порфир, 169 — гранит-порфир, 170 — гранит-порфир, 171 — гранит-порфир, 172 — гранит-порфир, 173 — гранит-порфир, 174 — гранит-порфир, 175 — гранит-порфир, 176 — гранит-порфир, 177 — гранит-порфир, 178 — гранит-порфир, 179 — гранит-порфир, 180 — гранит-порфир, 181 — гранит-порфир, 182 — гранит-порфир, 183 — гранит-порфир, 184 — гранит-порфир, 185 — гранит-порфир, 186 — гранит-порфир, 187 — гранит-порфир, 188 — гранит-порфир, 189 — гранит-порфир, 190 — гранит-порфир, 191 — гранит-порфир, 192 — гранит-порфир, 193 — гранит-порфир, 194 — гранит-порфир, 195 — гранит-порфир, 196 — гранит-порфир, 197 — гранит-порфир, 198 — гранит-порфир, 199 — гранит-порфир, 200 — гранит-порфир, 201 — гранит-порфир, 202 — гранит-порфир, 203 — гранит-порфир, 204 — гранит-порфир, 205 — гранит-порфир, 206 — гранит-порфир, 207 — гранит-порфир, 208 — гранит-порфир, 209 — гранит-порфир, 210 — гранит-порфир, 211 — гранит-порфир, 212 — гранит-порфир, 213 — гранит-порфир, 214 — гранит-порфир, 215 — гранит-порфир, 216 — гранит-порфир, 217 — гранит-порфир, 218 — гранит-порфир, 219 — гранит-порфир, 220 — гранит-порфир, 221 — гранит-порфир, 222 — гранит-порфир, 223 — гранит-порфир, 224 — гранит-порфир, 225 — гранит-порфир, 226 — гранит-порфир, 227 — гранит-порфир, 228 — гранит-порфир, 229 — гранит-порфир, 230 — гранит-порфир, 231 — гранит-порфир, 232 — гранит-порфир, 233 — гранит-порфир, 234 — гранит-порфир, 235 — гранит-порфир, 236 — гранит-порфир, 237 — гранит-порфир, 238 — гранит-порфир, 239 — гранит-порфир, 240 — гранит-порфир, 241 — гранит-порфир, 242 — гранит-порфир, 243 — гранит-порфир, 244 — гранит-порфир, 245 — гранит-порфир, 246 — гранит-порфир, 247 — гранит-порфир, 248 — гранит-порфир, 249 — гранит-порфир, 250 — гранит-порфир, 251 — гранит-порфир, 252 — гранит-порфир, 253 — гранит-порфир, 254 — гранит-порфир, 255 — гранит-порфир, 256 — гранит-порфир, 257 — гранит-порфир, 258 — гранит-порфир, 259 — гранит-порфир, 260 — гранит-порфир, 261 — гранит-порфир, 262 — гранит-порфир, 263 — гранит-порфир, 264 — гранит-порфир, 265 — гранит-порфир, 266 — гранит-порфир, 267 — гранит-порфир, 268 — гранит-порфир, 269 — гранит-порфир, 270 — гранит-порфир, 271 — гранит-порфир, 272 — гранит-порфир, 273 — гранит-порфир, 274 — гранит-порфир, 275 — гранит-порфир, 276 — гранит-порфир, 277 — гранит-порфир, 278 — гранит-порфир, 279 — гранит-порфир, 280 — гранит-порфир, 281 — гранит-порфир, 282 — гранит-порфир, 283 — гранит-порфир, 284 — гранит-порфир, 285 — гранит-порфир, 286 — гранит-порфир, 287 — гранит-порфир, 288 — гранит-порфир, 289 — гранит-порфир, 290 — гранит-порфир, 291 — гранит-порфир, 292 — гранит-порфир, 293 — гранит-порфир, 294 — гранит-порфир, 295 — гранит-порфир, 296 — гранит-порфир, 297 — гранит-порфир, 298 — гранит-порфир, 299 — гранит-порфир, 300 — гранит-порфир, 301 — гранит-порфир, 302 — гранит-порфир, 303 — гранит-порфир, 304 — гранит-порфир, 305 — гранит-порфир, 306 — гранит-порфир, 307 — гранит-порфир, 308 — гранит-порфир, 309 — гранит-порфир, 310 — гранит-порфир, 311 — гранит-порфир, 312 — гранит-порфир, 313 — гранит-порфир, 314 — гранит-порфир, 315 — гранит-порфир, 316 — гранит-порфир, 317 — гранит-порфир, 318 — гранит-порфир, 319 — гранит-порфир, 320 — гранит-порфир, 321 — гранит-порфир, 322 — гранит-порфир, 323 — гранит-порфир, 324 — гранит-порфир, 325 — гранит-порфир, 326 — гранит-порфир, 327 — гранит-порфир, 328 — гранит-порфир, 329 — гранит-порфир, 330 — гранит-порфир, 331 — гранит-порфир, 332 — гранит-порфир, 333 — гранит-порфир, 334 — гранит-порфир, 335 — гранит-порфир, 336 — гранит-порфир, 337 — гранит-порфир, 338 — гранит-порфир, 339 — гранит-порфир, 340 — гранит-порфир, 341 — гранит-порфир, 342 — гранит-порфир, 343 — гранит-порфир, 344 — гранит-порфир, 345 — гранит-порфир, 346 — гранит-порфир, 347 — гранит-порфир, 348 — гранит-порфир, 349 — гранит-порфир, 350 — гранит-порфир, 351 — гранит-порфир, 352 — гранит-порфир, 353 — гранит-порфир, 354 — гранит-порфир, 355 — гранит-порфир, 356 — гранит-порфир, 357 — гранит-порфир, 358 — гранит-порфир, 359 — гранит-порфир, 360 — гранит-порфир, 361 — гранит-порфир, 362 — гранит-порфир, 363 — гранит-порфир, 364 — гранит-порфир, 365 — гранит-порфир, 366 — гранит-порфир, 367 — гранит-порфир, 368 — гранит-порфир, 369 — гранит-порфир, 370 — гранит-порфир, 371 — гранит-порфир, 372 — гранит-порфир, 373 — гранит-порфир, 374 — гранит-порфир, 375 — гранит-порфир, 376 — гранит-порфир, 377 — гранит-порфир, 378 — гранит-порфир, 379 — гранит-порфир, 380 — гранит-порфир, 381 — гранит-порфир, 382 — гранит-порфир, 383 — гранит-порфир, 384 — гранит-порфир, 385 — гранит-порфир, 386 — гранит-порфир, 387 — гранит-порфир, 388 — гранит-порфир, 389 — гранит-порфир, 390 — гранит-порфир, 391 — гранит-порфир, 392 — гранит-порфир, 393 — гранит-порфир, 394 — гранит-порфир, 395 — гранит-порфир, 396 — гранит-порфир, 397 — гранит-порфир, 398 — гранит-порфир, 399 — гранит-порфир, 400 — гранит-порфир, 401 — гранит-порфир, 402 — гранит-порфир, 403 — гранит-порфир, 404 — гранит-порфир, 405 — гранит-порфир, 406 — гранит-порфир, 407 — гранит-порфир, 408 — гранит-порфир, 409 — гранит-порфир, 410 — гранит-порфир, 411 — гранит-порфир, 412 — гранит-порфир, 413 — гранит-порфир, 414 — гранит-порфир, 415 — гранит-порфир, 416 — гранит-порфир, 417 — гранит-порфир, 418 — гранит-порфир, 419 — гранит-порфир, 420 — гранит-порфир, 421 — гранит-порфир, 422 — гранит-порфир, 423 — гранит-порфир, 424 — гранит-порфир, 425 — гранит-порфир, 426 — гранит-порфир, 427 — гранит-порфир, 428 — гранит-порфир, 429 — гранит-порфир, 430 — гранит-порфир, 431 — гранит-порфир, 432 — гранит-порфир, 433 — гранит-порфир, 434 — гранит-порфир, 435 — гранит-порфир, 436 — гранит-порфир, 437 — гранит-порфир, 438 — гранит-порфир, 439 — гранит-порфир, 440 — гранит-порфир, 441 — гранит-порфир, 442 — гранит-порфир, 443 — гранит-порфир, 444 — гранит-порфир, 445 — гранит-порфир, 446 — гранит-порфир, 447 — гранит-порфир, 448 — гранит-порфир, 449 — гранит-порфир, 450 — гранит-порфир, 451 — гранит-порфир, 452 — гранит-порфир, 453 — гранит-порфир, 454 — гранит-порфир, 455 — гранит-порфир, 456 — гранит-порфир, 457 — гранит-порфир, 458 — гранит-порфир, 459 — гранит-порфир, 460 — гранит-порфир, 461 — гранит-порфир, 462 — гранит-порфир, 463 — гранит-порфир, 464 — гранит-порфир, 465 — гранит-порфир, 466 — гранит-порфир, 467 — гранит-порфир, 468 — гранит-порфир, 469 — гранит-порфир, 470 — гранит-порфир, 471 — гранит-порфир, 472 — гранит-порфир, 473 — гранит-порфир, 474 — гранит-порфир, 475 — гранит-порфир, 476 — гранит-порфир, 477 — гранит-порфир, 478 — гранит-порфир, 479 — гранит-порфир, 480 — гранит-порфир, 481 — гранит-порфир, 482 — гранит-порфир, 483 — гранит-порфир, 484 — гранит-порфир, 48

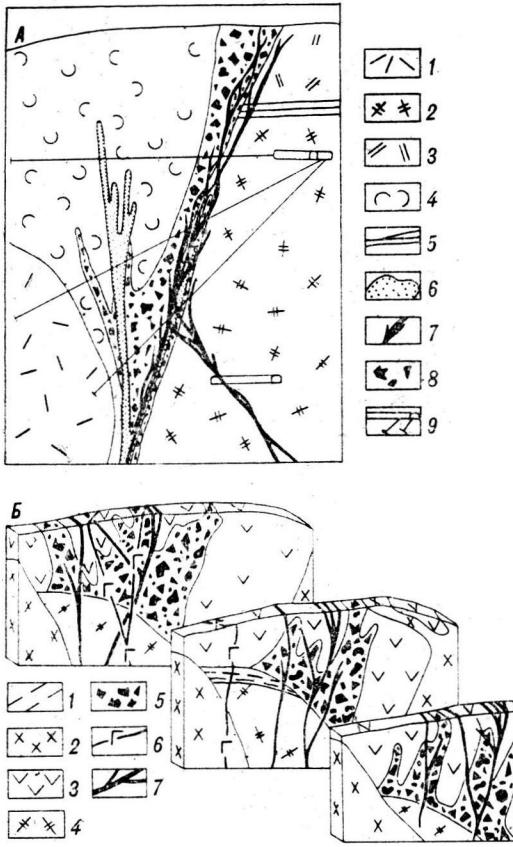


Рис. 5. Характер структурных связей рудоносных образований с инъекционными брекчиями.

A — соотношение сереброносных жил с предрудными гидротермальными брекчиями. Поперечный-вертикальный разрез: 1 — мелковкрапленные липариты; 2 — игнимбриты липаритодиадитов; 3 — афировые липариты; 4 — витрохластические игнимбриты; 5 — горизонт аргиллитов; 6 — туффизиты; 7 — рудоносные жилы; 8 — щебенчатые брекчии; 9 — подземные горные выработки и буровые скважины из них; B — положение предрудных брекчий в структуре золотосеребряного месторождения Охотско-Чукотского вулканического пояса: 1 — осадочные континентальные породы мела; 2 — диориты; 3 — андезиты; 4 — игнимбриты липаритов; 5 — брекчии; 6 — дайки базальтоидов; 7 — рудоносные жилы.

физы и оперяющие прожилки рассекают брекчию, определяя наряду с вкрапленной минерализацией их рудоносность. Довольно обычен также вариант наложения оруденения на мощные дайки гидротермальных брекчий. При этом рудные жилы либо строго контролируются дайками инъекционных образований, либо проявлены только на отдельных участках (рис. 5). Рудные жилы не всегда, однако, следуют вдоль разломов, вмещающих криптогенетические продукты. Известны случаи, когда после формирования инъекционных образований происходит локальное изменение структурного плана, и рудные тела формируются уже в других, секущих первое направление, структурах. Столбчатые и воронкообразные тела инъекционных образований вмещают в основном штокверковое прожилково-вкрапленное оруденение, охватывающее весь их объем или

отдельные его части, жильные системы типа мегаштокверков, а иногда и отдельные жилы. Минерализованы, так же как и линейные тела, не все трубки, причем безрудными чаще оказываются галечниковые столбы.

Особенности морфологии и состава некоторых типов предрудных интрузивных брекчий оказывают влияние на распределение оруденения в пределах рудных тел и рудных столбов. Установлено, что на отдельных месторождениях продуктивность (а также мощность и содержание) золотосеребряного оруденения повышается в местах увеличения мощности даек туффизитов, контролирующих рудные тела, а нижняя граница выклинивания промышленного оруденения совпадает с кромками таких даек. Наиболее богатые руды отмечаются на участках повышенной углеродистости туффизитов и щебенчатых брекчий.

### СИНРУДНЫЕ ИНЪЕКЦИОННЫЕ БРЕКЧИИ

Данная возрастная группа брекчий, как и предыдущая, широко распространена на месторождениях. К ней авторы относят рудоносные жилы брекчевого строения, сходство морфологических и структурных условий залегания которых с предрудными инъекционными образованиями позволяет предполагать их сходный генезис. Вопросы структурной приуроченности оруденения, зональности, природы и взаимосвязи рудовмещающих разломов достаточно полно освещены в литературе. Подчеркнем лишь те из особенностей, которые важны для характеристики синрудных брекчий. Последние контролируются оперенными разломами преимущественно крутого падения, как правило, сквозными по отношению к локальным вулканотектоническим структурам. В большинстве случаев они наследуют структурные позиции предрудных взрывных брекчий и гидротермальных жил. Синрудные брекчии слагают не весь объем рудоносных жил. Даже в пределах одного месторождения в различных количественных соотношениях существуют жилы массивного сложения и брекчевые. Кроме того, и сами жилы брекчевой текстуры неоднородны по падению и простиранию: меняются соотношения объемов обломков и цемента, размер и форма обломков. Жилы синрудных брекчий имеют длину до первых километров, мощность до 40—50 м (в среднем 2—3 м), глубины — сотни метров. Преобладает, как уже отмечалось, крутое падение тел, но пологие залежи, контролируемые линейными экструзивами, слоистостью или петротектоническими особенностями покровных вулканических накоплений, также встречаются на отдельных месторождениях. Обломки синрудных брекчий имеют преимуще-

ственно округлую, реже угловатую форму и представлены вмещающими породами, предрудными криптовулканическими образованиями и более ранними минеральными жильными комплексами. Цемент во всех случаях имеет адуляр-кварцевый, хлорит-сульфидно-кварцевый, родонит-кварцевый, сульфидно-кварцевый и т. п. состав. Структура гидротермального цемента разнородная — от субкриSTALLической с мелкими изометрическими сгустками тонкокристаллического кварца, адуляра, сульфидов и обилием пелитоморфного материала до крупнокристаллического агрегата, формирующего характерные ритмические кокардовые текстуры. Цвет криптозернистых цементов, как правило, темно-серый до черного, а кристаллических — светлый. Обломки боковых изверженных пород отличаются большими размерами — от 20—30 см до 1,5—2 м, причем более мелкие фрагменты встречаются очень редко. Суммарный объем обломков боковых пород составляет в среднем 40—50%. Обломки предрудных инъекционных пород представлены щебенчатыми брекчиями и туффизитами и являются, таким образом, «брекчий в брекчии». Их размеры составляют 5—10 см, форма угловатая и округлая, в целом изометричная. Они занимают 20—30% объема тел. Обломки агрегатов ранних минеральных комплексов имеют выдержаные размеры — 3—5 см, округлую, эллипсоидную форму и окаймляются ритмически-полосчатым гидротермальным агрегатом, обусловливая четко выраженную кокардовую текстуру участков жил длиной до 15—20 м.

Рудоносность брекчийных тел зависит от характера обломков. При высоком содержании в руде обломков углистых туффизитов или ранних рудоносных жил ее продуктивность возрастает, определяя возникновение локальных рудных столбов, форма и размеры которых согласуются с телами синрудных брекчий. К типу закрытых эксплозий рудного этапа, видимо, следует отнести уникальный случай отложения низкопробного золота в виде самостоятельной полосы в концентрически-зональном халцедоне, отмеченный на уже упоминавшемся рудопроявлении, расположенном в северном замыкании Балыгычано-Сугойского прогиба. Полость, вмещающая минерализацию, шарообразная, замкнутая, диаметр ее около 7 см, снизу имеется подводящий канал мощностью 5—9 мм, выполненный халцедоном с обломками вмещающих аргиллитов. Кроме вышеуказанных минеральных парагенезисов, в цементе этих брекчий иногда устанавливаются самородное железо и медь, муассанит, титановые минералы, органические минералы типа керита, сульфосоли серебра [4].

На месторождениях с полистадийным и даже многоэтапным характером оруденения синруд-

ное эксплозивное брекчирование устанавливается на протяжении всего процесса рудообразования. Кроме уже рассмотренных особенностей состава и строения синрудных гидротермальных брекчий — главного следствия близповерхностных эксплозий, в этой же связи правомерно рассмотрение внутрирудных разрывных нарушений. Их следы в форме текстур пересечений, малоамплитудных смещений отдельных минеральных ритмов в пределах одной жилы, смещений ранних жил более поздними присутствуют повсеместно. При этом межстадийные подвижки, в отличие от внутристадийных, характеризуются значительными амплитудами и концентрируются вдоль ограниченного числа локальных направлений.

## ПОСТРУДНЫЕ ИНЪЕКЦИОННЫЕ БРЕКЧИИ

Пострудные инъекционные брекчии устанавливаются сравнительно редко. В частности, они наблюдались на одном из золотосеребряных рудопроявлений Гижигинского вулканического поля, где развиты их маломощные жилообразные ветвящиеся тела, насыщающие столбообразный участок продуктивной адуляр-кварцевой жилы. Мощность пострудных брекчийных тел не превышает 25—30 см, а протяженность — 3—5 м. Пострудные брекчии располагаются только в рудоносных жилах. Формирование их на данном участке происходило в три фазы, для которых характерными являются: 1 — наличие остроугольных обломков продуктивного кварца или материала ранее сформировавшихся брекчий (рис. 6), 2 — криптоクリсталлический цемент существенно кварцевого состава, 3 — отсутствие в цементе брекчий продуктивной минерализации. Продукты разных фаз различаются преимущественно цветом и текстурой цемента. Цемент ранней фазы брекчирования светло-серый, мелкопористый, участками с отчетливыми следами текучения. Цемент второй фазы плотный, массивный, черного цвета, который обусловлен обилием тончайших включений сульфидов железа. Цемент заключительной фазы брекчирования кварцевый, светлый, полупрозрачный, текстура кавернозная до шлаковидной. Участки пострудных инъекционных брекчий не занимают закономерного положения относительно обогащенных участков рудных тел.

## ВЫВОДЫ

1. На близповерхностных месторождениях Северо-Востока СССР, относящихся к различным формационным типам, установлено широкое развитие инъекционных брекчий. По характеру связи с оруденением и конкретными

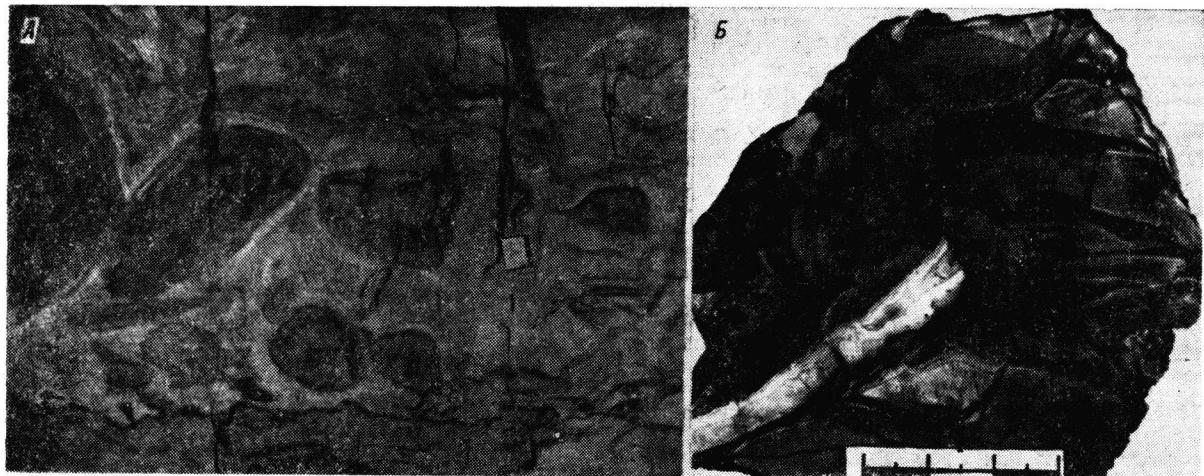


Рис. 6. Текстуры синрудных и пострудных брекчий.

А — грубое брекчевое сложение кварц-родонитовой рудной жилы — синрудная брекчия; Б — пострудная брекчия с золотосодержащим месторождением. Белый удлиненный обломок — рудоносный халцедоновидный кварц.

рудными телами среди интрузивных брекчий, довольно разнообразных в структурном и вещественном отношении, выделены дорудные, предрудные, синрудные и пострудные образования.

2. Указанные возрастные группы брекчий имеют различное распространение в рудных полях и месторождениях. Дорудные образования, куда отнесены автобрекчии, интрузивные игнимбриты, флюидпорфиры и другие магматогенные породы, полностью или частично слагают рудоносные территории. Гидротермальные брекчии составляют всего лишь первые проценты объема рудных полей, слагая тела преимущественно линейной формы.

3. Наиболее распространенная на месторождениях группа предрудных брекчий включает щебеччатые и валунчатые разности, а также туффизиты, залегающие в форме даек, силлов, столбов, воронок, для многих из которых установлен бескорневой характер. Закономерной чертой пространственного размещения предрудных брекчий является частая приуроченность их к рудоносным разломам, а синрудных и пострудных — непосредственно к рудным телам.

4. Инъекционные брекчии, тесно ассоциирующие с рудоносными образованиями, участвуют в строении рудно-магматических систем различного ранга, чем и определяется их значение при локальном прогнозе. При этом дорудные инъекционные брекчии в комплексе с другими факторами позволяют оконтуривать

целые рудные районы, узлы и поля. Предрудные брекчии маркируют конкретные рудоносные структуры: разломы, поверхности структурных несогласий, согласные зоны дробления и т. п. Форма тел предрудных гидротермальных брекчий связана со структурно-морфологическим типом оруденения. Столбообразные и воронкообразные тела брекчий вмещают обычно штокверковые руды, дайки и силлы — рудоносные жилы, зоны дробления и т. п. Нередки случаи, когда детали строения даек предрудных брекчий определяют положение, форму и размеры обогащенных участков. Рудные столбы, кроме того, размещаются в местах интенсивного синрудного эксплозивного брекчирования. Основываясь на особенностях структурной зональности тел инъекционных брекчий, можно оценивать уровень вскрытия рудных жил. Так, маломощные прожилки и слепые тела инъекционных брекчий, увеличение мощности тел инъекционных брекчий с глубиной свидетельствуют о небольшом эрозионном срезе, значительном размахе оруденения и наличии слепых рудных тел. Рудно-магматические системы с развитыми инъекционными брекчиями наиболее типичны для близповерхностного магматогенного рудообразования и потому являются важным генетическим признаком вулканогенных объектов.

Авторы считают своим долгом выразить признательность Е. Г. Дубинину и В. П. Пузыреву (ПГО Севвостгеология), результаты исследований которых использованы в данной статье.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Берман Б. И. Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудноносных комплексов.— Сов. геол., 1973, № 4.
2. Берман Б. И., Котляр В. Н., Пальмова Л. Г. Экструзивно-криптовулканические комплексы активизированных структур (на примере Западного Забайкалья).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 6.
3. Берман Ю. С., Красильников А. А. Поисковое значение эксплозивных и гидротермальных брекчий на золоторудных месторождениях.— Разведка и охрана недр, 1978, № 11.
4. Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я. и др. Эксплозивные брекчики на медноколчеданных месторождениях Бляминского рудного поля (Южный Урал).— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 6.
5. Бриннер Л. Брекчевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964.
6. Воеводин В. Н., Воеводина С. А. и др. Гидротермальные, брекчики в трубках взрыва навольфрамовых месторождениях Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1979, № 9.
7. Гейтс О. Брекчевые трубы в хребте Шопон, Невада.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964.
8. Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 2.
9. Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роль при формировании рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1965, № 10.
10. Иванкин П. Ф. Внутрикоровые (скрытые)магматические эксплозии и рудогенез.— В кн.: Рудноносные брекчи и их поисковое значение. Алма-Ата, 1977.
11. Ишин П. В. К вопросу об условиях образования рудноносных эксплозивных брекчий.— В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971.
12. Калинин А. И. Трециниевые структуры золотосеребряных месторождений Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 3.
13. Калинин А. И. и др. Инъекционно-брекчевые образования золотосеребряного месторождения в вулканических кислом состава.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 49. Вып. 3.
14. Мак-Кинстри Г. И. Структуры гидротермальных рудных месторождений.— М.: ИЛ, 1958.
15. Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения.— М.: Мир, 1966.
16. Сыромятников А. Л., Дубинин Е. Г. Тектонический контроль размещения ртутного оруденения в Паллянской вулканоструктуре.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1979.
17. Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс.— М.: Недра, 1974.
18. Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, 1968. Вып. 84.
19. Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge.— Branschweig, 1921.
20. Reynolds D. L. Fluidisation as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites.— American Jour. of Scien., 1954, v. 252.
21. Walter J. Versuch einer Classification der Gesteine auf Grund der vergleichenden Lithogenie.— Петербург, 1897. (Тр. МГК, 7 сессия).

ПГО Севвостгеология  
Магадан

Поступила в редакцию  
29 февраля 1984 г.

УДК 550.834:551.7:553.98

*B. B. Здоровенин*

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ШЕЛЬФА И МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ НСП

По результатам НСП, проведенного Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР на акватории Южно-Китайского моря, описано строение осадочного чехла переходной зоны от материлового

Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР в течение 1981—1983 гг. на акватории Южно-Китайского моря провел работы методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) на двух полигонах, расположенных в западной части зоны сочленения материлового шельфа (шельф Сунда) и глубоководной котловины. Геолого-геофизические исследования, проведенные на акватории в предшествующие годы, сосредоточены в основном в южной части шельфа Сунда, в глубоководной котловине и на обрамляющих ее структурах [4, 5].

Работа посвящена сейсмостратиграфическому анализу осадочного слоя по данным НСП с целью выделения фациальных изменений осадков и воссоздания истории седиментогенеза.

Описание сейсмостратиграфических комплексов и фаций приводится в терминах, содержание которых раскрыто в работе [3]. Мощности осадочных толщ даются в единицах времени двойного пробега сейсмических волн. В тех случаях, когда скорости в осадках известны, временные мощности пересчитывались в линейные без учета сейсмического сноса. Сейсмические записи получены с использованием стандартных пневмоизлучателей «Импульс» и ПИ-IV объемом 3 и 2,5 дм<sup>3</sup> при скорости судна 10—12 узлов. Разрешающая способность метода ограничена параметрами аппаратуры и возможностями визуального выделения отражающих границ на записи НСП и составляет 0,02 с.

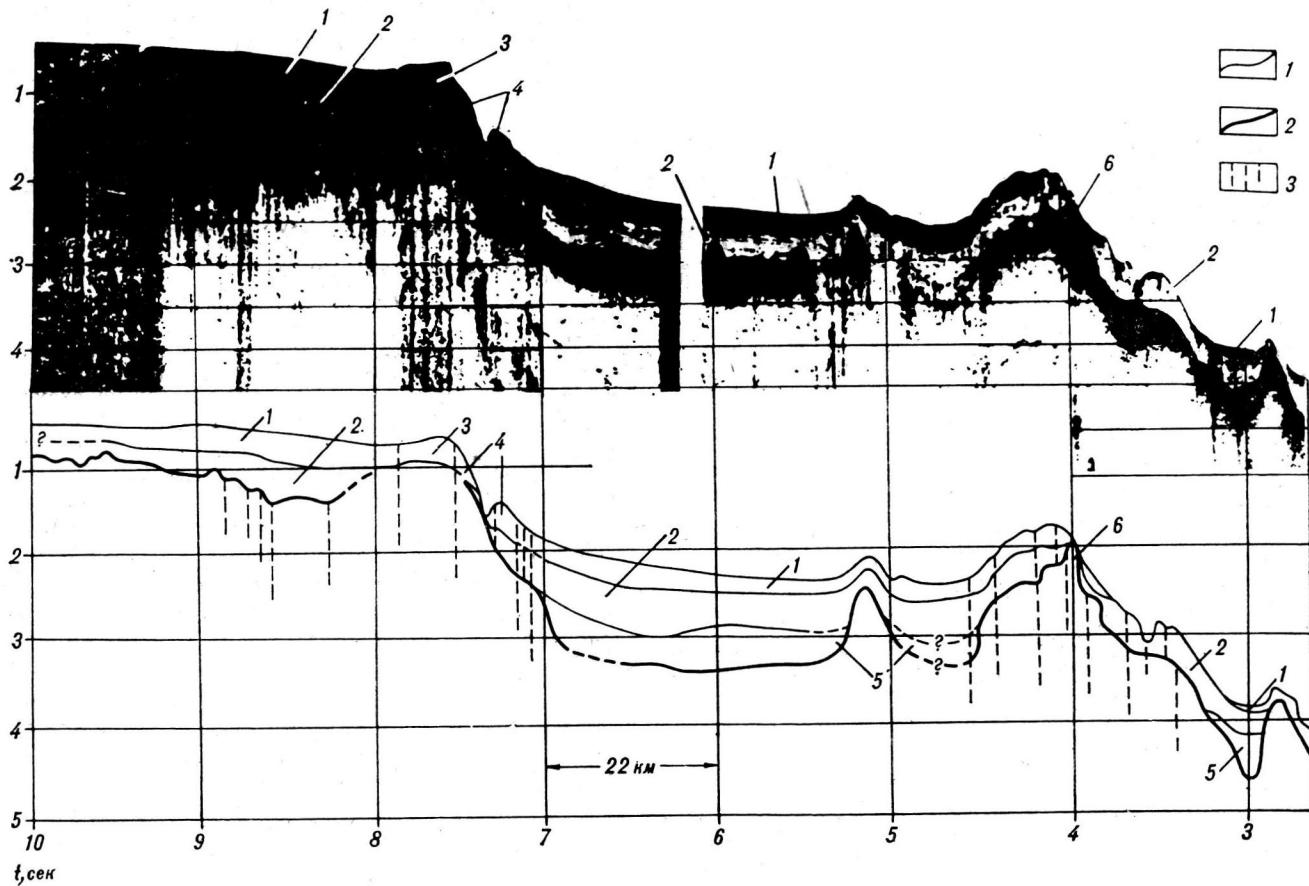
Методика выделения сейсмокомплексов и сейсмофаций состояла в следующем: на временных разрезах трассировались региональные поверхности несогласий в кровле и подошве толщи. Затем определялся их тип: угловое несогласие (параллельное), эрозионный срез. Выделенные поверхности прослеживались на всей территории полигонов, что позволило оконтурить площадь их распространения.

шельфа к глубоководной котловине. На основании сейсмостратиграфического анализа записей НСП выделено три осадочных комплекса и представлена схема их формирования.

В осадочном разрезе на описываемой акватории выделено три сейсмических комплекса: *A*—верхний, *B*—средний, *C*—нижний. Сейсмические фации внутри комплексов определялись при наличии непрерывных отражений в кровле и подошве слоя, по особенностям взаимного расположения отражений, по общей форме отражений. Выделение тектонических нарушений по записям НСП проводилось по потере корреляции или по относительному смещению отражающих границ. Описание и сейсмостратиграфический анализ выделенных комплексов проведены в последовательности: общая характеристика комплексов, характеристика его особенностей на шельфе, у подножия материлового склона и в зоне сочленения последнего с глубоководной котловиной. Это позволяет качественно оценивать характер изменения осадконакопления внутри каждого комплекса с увеличением глубины моря. Геологическая интерпретация и стратиграфическая привязка осадочных комплексов приводится после их полного описания.

На записях НСП осадки *A* дают параллельные отражения. Подошвенные несогласия представлены разнообразными формами. Кровля комплекса образует поверхность морского дна, а там, где на дне обнажаются нижезалегающие комплексы, комплекс *A* образует с ними кровельное и подошвенное угловое несогласие в форме примыкания. На склонах поднятий осадки *A* отсутствуют, и прослои их выделяются только на плоских плато. Осадочный покров *A* широко распространен во всей переходной зоне. Максимальные мощности зарегистрированы в прибрежной части шельфа; с удалением в сторону моря происходит утонение и затем полное выклинивание комплекса на глубинах 1500—2000 м. С юга на север мощность комплекса убывает.

В пределах шельфа осадки *A* представлены четкими непрерывными отражениями (см. ри-



#### Пример временного разреза НСП и его интерпретация.

1 — границы комплексов; 2 — акустический фундамент; 3 — тектонические нарушения. Цифрами обозначены: 1 — сейсмостратиграфический комплекс А, 2 — сейсмостратиграфический комплекс В, 3 — внешняя сейсмофация В, 4 — оползневые сейсмофации, 5 — сейсмостратиграфический комплекс С, 6 — акустический фундамент.

сунок). В кровле комплекса отражения подчеркивают субгоризонтальную параллельную слоистость, осложненную иногда тектоническими нарушениями, в целом же — фацию горизонтальных параллельных отражений. Подошва комплекса выражена угловым несогласием, которое в случае непосредственного залегания на акустическом фундаменте представлено эрозионным срезом (преимущественно в мелководной части шельфа, т. е. на глубинах менее 200 м.). Здесь выделяется смещение прибрежного налегания вниз по падению пластов. В том случае, когда образования А подстилаются осадками В или С, в подошве слоя фиксируется либо резкое угловое несогласие, либо несогласие, тип которого пока не установлен.

Для шельфовых образований А характерна наибольшая фациальная изменчивость в сравнении с другими акваториями региона. Преобладают фации берегового наращивания со сложной интерференционной картиной. Здесь получены сигмовидные, косослоистые и бугристые формы отражения от внутренних пропла-

стов А. Описанные сейсмофации выделены в глубоководной части шельфа. Возможно, что такой тип сейсмофаций распространен на всем шельфе. В единичных случаях здесь и у материкового подножия на записях НСП выделяются сейсмофации с хаотичным рисунком, латерально замещающие горизонтально слоистые. Особенностью их являются относительно небольшой размер по простирианию (примерно 2 км) и линзовидная форма.

По направлению к глубоководной котловине в А отмечается переход от разнообразия фациальных единиц к однородной стратифицированной толще. Интенсивность отражений становится меньше, но четкость и непрерывность сохраняются до абиссальных глубин. На глубинах около 2000 м происходит фациальное замещение однородной осадочной толщи на сейсмофации с хаотичным рисунком отражений, которые образуют холмистые структуры. Отражения здесь прерывистые и слабые, имеют волнистую поверхность. Выклинивание осадков А происходит с образованием сейсмофаций

«черепичной» формы, которые с угловым несогласием примыкают к выходам на поверхность морского дна нижележащего комплекса *B*. Мощность осадков *A* на шельфе составляет в среднем 0,5 с, а на материковом склоне 0—0,6 с.

Комплекс *B* представлен нестратифицированной прозрачной толщей, в которой изредка отмечаются сейсмофации слабостратифицированных образований. Выделение типов подошвенного и кровельного несогласий вызывает затруднения вследствие отсутствия четких отражающих поверхностей. Осадки *B* преимущественно распространены на материковом склоне, где они образуют формы облекания и осадочного заполнения. Стратифицированные осадки внутри комплекса образуют протяженные по площади сейсмофации, распространенные в депрессионных структурах (см. рисунок). Отражатели внутри этих сейсмофаций волнистые, прерывистые и нечеткие. Распределение сейсмофаций внутри толщи *B* неравномерное: наибольшее их количество локализовано в верхней части разреза. Сейсмофации стратифицированных осадков концентрируются в основном в зонах активных тектонических дислокаций, которые имели место на материковом склоне. В южной части переходной зоны сейсмофации этого типа встречаются реже. В глубоководной зоне они практически отсутствуют либо замещены на фации холмистой формы.

На шельфе комплекс *B* развит незначительно и приурочен к окраинам. Корреляция граничных поверхностей комплекса к берегу затруднительна из-за большого числа многократно отраженных волн в прибрежной зоне. Осадки комплекса *B* слагают внешнюю часть шельфа, где представлены мощной осадочной толщей. Здесь выделены две самостоятельные сейсмофации — внешняя и внутренняя. Первая образует бровку шельфа и резкий уступ, означающий переход к материковому склону. Эта сейсмофация имеет региональное распространение на акватории переходной зоны. Внутренняя сейсмофация распространена меньше и образует осадочное тело, выклинивающееся к берегу и усеченное со стороны моря поднятием краевого блока. Внутренняя и внешняя сейсмофации с резким угловым несогласием замещаются по латерали (см. рисунок). В осадках первой из них наблюдается значительная стратификация слоев. На записях НСП сейсмофация представлена прерывистыми, четкими отражениями. В кровле толщи они постепенно замещают непрерывные отражения *A* с формированием поверхности несогласия, выраженной формами параллельного примыкания. В подошве описываемой сейсмофации отражения становятся хаотичными, параллельность исчезает, уступая место волнистой отражающей поверх-

ности нижележащих слоев. Осадки внешней сейсмофации осложнены тектоническими нарушениями; этим обусловлено формирование здесь сейсмофаций оползневого и сбросового типов. Общая мощность комплекса *B* выдержана по площади и по разрезу и изменяется от 0,5 до 0,7 с. На абиссальных глубинах происходит увеличение мощности до 1,0—1,5 с, особенно это заметно в южной части переходной зоны.

На описываемой акватории нижний комплекс *C* имеет мозаичное распространение: на шельфе в основном в прибрежной части, а на материковом склоне в депрессиях акустического фундамента (см. рисунок). Осадки заполняют и сглаживают неровности акустического основания, образуя структуры заполнения. Там, где в подошве комплекса выделена граничная поверхность, она представлена угловым несогласием типа эрозионного среза с примыканием отражающих пропластов к склонам поднятий. Отражения внутри *C* параллельные, волнистые («бегущая волна»), интенсивность их убывает с глубиной. Присутствуют сейсмофации с хаотичным рисунком отражений, образующие «раздутья» и холмы. Эти сейсмофации ограничены от вмещающих осадков резкими угловыми несогласиями в кровле и подошве.

В шельфовой зоне выделение граничных несогласий в кровле *C* осложнено из-за многократных отражений. Тем не менее можно проследить, как кровля описываемого комплекса с резким угловым несогласием подстилает сначала образования *A*, а затем фациально замещается подошвой *B*. Отражения здесь четкие, прерывистые, осложнены фациями с хаотичным рисунком. На материковом склоне осадки *C* представлены чередованием прозрачных и непрозрачных горизонтов, образуемых прерывистыми отражателями. В кровле комплекса трассируется резкое угловое несогласие, которое образует эрозионный срез, в подошве — структуру заполнения и облекания. Внутри осадочной толщи выделены сейсмофации, которые с угловым несогласием в кровле и подошве слоя секут толщу комплекса.

Известно, что границы (поверхности) несогласий отражают неоднородности внутреннего строения осадочной толщи [3, 5], которые могут быть обусловлены сменой литологического состава или изменениями в процессах осадкообразования.

Как сказано выше, осадки *A* формируют региональный покров, простирающийся на юге за дельту р. Меконг, а на севере — до 12° с. ш. По данным о скоростях в осадках шельфа Сунда, полученным ранее [1], и авторским результатам их определения с радиобуями, скорость распространения сейсмических волн ( $V_p$ ) для верхней, средней и нижней частей разреза

(0—600, 600—1100, 1100—2000 м) соответственно составляет 1,8, 2,1 и 2,3 км/с.

Привязка записей НСП к данным бурения во впадине Меконг (скважины 15А, 15В, 15С, 15Г, В. Н.) позволяет воссоздать историю образования и литологический состав осадочного разреза в зоне перехода от шельфа к глубоководной котловине на ее западной окраине.

По данным геологического опробования [4] и бурения, осадочный покров представлен переслаиванием алевритовых глин с песками и илами плиоцен-плейстоценового возраста. Фациальная изменчивость внутри осадков шельфа обусловлена, вероятно, изменениями энергетической обстановки седиментогенеза от высокой в мелководной акватории до низкой в глубоководной [3]. Смена обстановок обусловлена процессами тектонической активизации, имевшими место в период последнего оледенения в плейстоцене [5]. В это время происходило относительное понижение дна шельфа, на что указывает наличие смещения прибрежного налегания слоев вниз по падению [3]. Сигмовидные бугристые фации формировались в процессе опускания шельфа. Они сложены глинистым и иловым материалом, который, видимо, приносился течениями и осаждался здесь. Эти фации, вероятно, заложились только на окраинной части цепи пленена, а в прибрежной зоне они либо не формировались, либо сформировались в более древних осадках. Незначительные холмообразные сейсмофации, распространенные в основном в южной части шельфа, являются, видимо, дельтовыми комплексами [3]. Наличие сейсмофаций берегового наращивания в осадках А, их глубина залегания и взаимное положение позволяют предположить наличие в конце плиоцена и в плейстоцене 3—4-х циклов эвстатического изменения уровня моря. Глубоководные сейсмофации А с хаотичными и холмистыми отражениями образовались, видимо, в результате воздействия на осадки турбидитных потоков и придонных течений и выполнены пелагическими глинами и биогенными илами [6].

Для образования В привязка к скважинам дает среднепозднемиоценовое время формирования осадков. Они представлены преимущественно кварцевыми гравийными песчаниками. На границе между средним и поздним миоцене-

ном в скважинах зафиксирован перерыв в осадконакоплении, который авторы относят к кровле В. Характер взаимоотношения комплексов А и В позволяет предположить, что образование осадков верхнего комплекса происходило после постседиментационной тектонической деятельности, начавшейся в конце олигоцена (?) — в раннем миоцене, в результате которой осадки В были смяты в складки и образовали сложные формы рельефа. Происхождение внутренней сейсмофации представляется как процесс разрушения краевого блока с последующим накоплением осадков в депрессионной ловушке и захоронением массами А (здесь фиксируется кровельное прилегание).

Наличие в депрессионных структурах материкового склона фаций полустрофаицированных пород позволяет предположить, что это продукты вулканической деятельности, которая, возможно, имела место в период осадкообразования В (миоцен).

На границе олигоцена и миоцена в скважинах выделен перерыв, в записях НСП, вероятно, совпадающий с подошвой В. Литологические разности представлены здесь в основном алевритовыми глинами. По характеру отражений и наличию внутренних сейсмофаций образования сходны с шельфовым комплексом А. Предполагается, что это шельфовые отложения (олигоцена ?), которые в результате тектонических движений блоков земной коры (ранний — средний миоцен) были опущены на современные глубины. Незначительное распространение их по площади связано, видимо, с тем, что они подверглись эрозии в результате понижения уровня моря на границе олигоцена — миоцена. Этап обмеления моря был незначительным по времени, так как в депрессионных структурах сохранились осадки С.

В заключение подчеркнем основные положения работы. 1. Осадочный разрез переходной зоны от шельфа к глубоководной котловине Южно-Китайского моря на ее западной окраине состоит из трех сейсмостратиграфических комплексов. 2. Характер несогласий внутри осадочной толщи предполагает сложность и многообразие тектонических этапов развития переходной зоны. 3. Время формирования осадочного чехла — олигоцен (?) — плейстоцен.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Здоровенин В. В. Строение земной коры Южно-Китайского моря по сейсмическим данным.— В кн.: Методика и результаты морских сейсмических исследований. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
2. Кунин Н. Я. Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР.— Сов. геол., 1983, № 1.
3. Шерифф Р. Е., Грегори П. Р. и др. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. Т. 1.— М.: Мир, 1982.
4. Ben-Avraham Z. Structural framework of the Sunda shelf and vicinity — Ph. D. thesis Woods Hole Oceanography Inst., 1973. (Tech. Rep. 73—3).
5. Emery K. O., Ben-Avraham Z. Structure and stratigraphy of the China basin.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56.
6. Shipley T. N., Winterer E. L., Lonsdale P. Seismic-stratigraphic analysis in the pelagic environment: the central Hess Rise, North — West Pacific.— Marine geology, 1983, 51.

Поступила в редакцию 11 марта 1984 г.

УДК 552.322.005(571.6)

*B. I. Сухов*

## К ВОПРОСУ О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКЕ ЭНДОГЕННЫХ ДАЙКОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Предложена оригинальная систематика на генетической основе дайковых ассоциаций — близких по составу и происхождению совокупностей даек. Выделены вулканогенная, плутоногенная и ультраметагенная группы дайковых ассоциаций, подразделенные, в

свою очередь, на генетические типы. Обсуждаются формационная принадлежность дайковых ассоциаций, реперное значение некоторых из них для тектономагнитических корреляций и решения металлогенических задач.

Вопросы происхождения и формационной принадлежности дайковых комплексов важны при решении ряда задач геологической науки и практики [1, 2, 5, 6 и др.]. Вместе с тем проблема систематики даек, хотя и имеет длительную историю, остается еще недостаточно разработанной.

В 1894 г. В. Бреггер разделил дайки на две группы — асхистовую и диасхистовую. Первые образованы из нерасщепленной магмы, вторые — расщепленные, существенно отличающиеся по составу от глубинных магматических пород. В 1900 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг указал на необходимость выделения не только жильных пород, сопровождающих интрузии, но и даек, связанных с эфузивами. О. С. Полковой и В. С. Коптевым-Дворниковым (1946—1952 гг.) проведено выделение даек двух этапов. Дайки первого этапа (аплиты, жильные граниты, пегматиты) имеют тесную связь с крупными интрузиями, второго (гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфиры, микродиориты, габбро-порфиры, диабазы, лампрофиры) — такой связи не обнаруживают.

Первая относительно детальная систематика даек разработана Х. М. Абдуллаевым [1]. Согласно ей в эндогенной группе выделены классы перимагматических (сателлиты, апофизы), интрамагматических (син- и постинтрузивные) и гипомагматических (плутонические, субэфузивные и субинтрузивные) даек. Эта систематика в дальнейшем была подвергнута критике на предмет ее логической невыдержанности и объединения во втором и третьем классах даек различного генезиса [6]. Следующей была систематика даек на тектонической основе в соответствии с историей развития подвижных зон земной коры и выделением комплекса так называемых малых интрузий (Ю. А. Били-

бин, Е. Т. Шаталов, Ф. К. Шипулин, М. Б. Бородаевская и др.; 1945—1965 гг.). Тектонический подход к систематике даек до сих пор популярен. В частности, в обобщающей публикации по дайкам [2] выделяются дайки платформ и складчатых областей, в том числе дайки ранних, средних и поздних этапов развития складчатых областей и зон активизации. В этот период получили широкое распространение взгляды Ф. К. Шипулина [6], выделившего три генетические серии даек: 1 — отщепленных дайковых интрузий (схиолитов), 2 — субвулканических интрузий и 3 — самостоятельных малых интрузий. По мнению автора, породы каждой серии образуются за счет своих особых магматических источников. При этом первые две серии связаны с двумя главными типами проявления изверженных пород — эфузивами и крупными, преимущественно гипабиссальными, интрузивами, а третья образует самостоятельную серию интрузивов, сопоставимую с двумя первыми.

Современный этап в исследовании дайковых образований характеризуется появлением обобщающих работ, в которых, как правило, обсуждаются вопросы их систематики. Так, в [4] в качестве основной классификационной единицы выделяется дайковая серия — конкретная совокупность близких по возрасту даек определенного генетического типа, сходных по петрографическому и химическому составу и образовавшихся в определенной структурно-формационной обстановке. Понятие дайковой серии предлагается приравнивать определению свиты как единицы региональной стратиграфической шкалы. На примере Узбекистана авторы [4] выделяют следующие генетические типы даек: 1) дайки в связи с вулканическими комплексами, в том числе субэфузивные (корни

лавовых покровов), экструзивные (корни экструзивных куполов) и субвулканические (кольцевые в связи с кальдерообразованием); 2) дайки в связи с гранитоидными интрузиями, в том числе пегматитовый генетический тип (аплиты, пегматиты), ахистовый (нерасщепленный) генетический тип (завершают формирование гранитоидных комплексов, обособляются в виде одной или нескольких генераций) и дайки, не зависящие от гранитоидных интрузий или эфузивов (самостоятельные малые интрузии в понимании Ф. К. Шипулина).

В [3] на примере даек Восточной Якутии выделяются близкие приведенным выше генетические группы: плутоногенная, вулканогенная и не обнаруживающая связей с интрузивными или эфузивными формациями. По типу связи с интрузиями автор различает следующие типы даек: 1 — непосредственно связанные с глубинным источником магмы; 2 — апофизы ранних (глубоких, промежуточных) уровней внедрения; 3 — апофизы конечного уровня внедрения (эндоконтактовые дайки интрузивов); 4 — апофизы поздних фаз кристаллизации (отщепления внутрикамерных дифференциатов); 5 — бескорневые дайки (схиолиты) — выжимки недифференцированной или дифференцированной магмы; 6 — отщепления глубинного или промежуточного очага (дайки 2-го этапа, по О. С. Полковой); 7 — бескорневые дайки, возникшие в результате анатексиса.

В одной из последних опубликованных систематик [2] автор выделяет: 1) дайки вулканических комплексов, жерловую, субвулканическую и гипабиссально-субвулканическую фации, а также фации автомагматических брекчий; 2) дайки плутонических комплексов, в том числе апофизы собственно интрузивных фаз и внутрикамерных инъекций, дифференциаты собственно интрузивных фаз и внутрикамерных инъекций (дайки 1-го этапа, по О. С. Полковой), инъекции плутонических тел более глубоких структурных ярусов (гранит-пегматиты архея и протерозоя, дайки 2-го этапа, по О. С. Полковой); 3) дайки вулкано-плутонических пород, часто кольцевые по форме.

По пространственно-временным соотношениям даек и интрузивов С. В. Ефремова предлагает различать: 1) дайки, непосредственно связанные с глубинным источником (кимберлиты, пикриты, возможно, щелочные базальтоиды); 2) апофизы и дифференциаты конкретных плутонов и вулканов, обнаженных в современном эрозионном срезе; 3) апофизы и дифференциаты промежуточных магматических камер плутонов и вулканов; 4) анатектические дайки, формирующиеся на месте рождения магмы.

Данная систематика, несмотря на охват всего многообразия проявлений дайкового магматиз-

ма, не лишена недостатков. Так, дайки гипабиссально-субвулканической фации, отнесенные к вулканогенным, могут проявляться и в связи с плутоническими комплексами или в качестве самостоятельного интрузивного комплекса (например рифейские и девонские габбро-диабазовые комплексы Алданского щита, проявленные исключительно в дайковой форме). Очень нечетко определена группа, названная «инъекции плутонических тел более глубоких структурных ярусов». Она объединяет различные по вещественному составу и происхождению дайки гранит-пегматитов архея и протерозоя, с одной стороны, и пестрый по составу набор даек так называемого 2-го этапа (по О. С. Полковой), широко распространенных в связи с интрузиями активизационно-орогенных циклов магматизма. Столь же неопределенно выделение в самостоятельную генетическую группу даек вулканоплутонических комплексов. Как известно, в таких комплексах (вернее, ассоциациях) вулканические и интрузивные составляющие (комpleксы) формируются не одновременно, а в определенной последовательности, и в связи с ними наблюдаются соответственно вулканогенные и плутоногенные дайки. Наконец, в соответствии с современными представлениями о глубинном происхождении не только ультраосновных, но и основных, а также в большинстве случаев андезитовых магм, в группу «даек, непосредственно связанных с глубинным источником магм», должны быть отнесены также дайки базальтов, габбро-диабазов и в ряде случаев андезитов.

Из сказанного следует, что многие основные положения систематики даек уже сложились. Для построения цельной классификации необходимо лишь некоторое их видоизменение и дополнение с учетом генетических построений, роли магматизма вообще и дайкового процесса в частности в формировании и развитии земной коры континентального типа, а также признание того факта, что дайки проявляются в виде близких по возрасту, родственных по составу и происхождению совокупностей — дайковых ассоциаций. Учитывая это с привлечением оригинального материала по исследованию даек в тектонически разнородных регионах Дальнего Востока (южные части Алданского щита и Юдомо-Майского перикратонного прогиба, область Становика-Джугджура, Буреинский массив, Амуро-Охотская и Сихотэ-Алианская геосинклинально-складчатые системы) нами предпринята попытка систематизации дайковых ассоциаций на генетической основе (см. таблицу). Согласно ей все многообразие эндогенных даек объединено в три генетические группы — вулканогенную, плутоногенную и ультраметаморфическую. Группы, в свою очередь, подразделены на генетические типы, в которые входит от-

носительно небольшое число дайковых ассоциаций.

Группа вулканогенных дайковых ассоциаций по принадлежности к мегациклам и условиям формирования может быть подразделена на две подгруппы, одну из которых — геосинклинальную — представляют диабазовая, спилито-диабазовая, щелочно-базальтовая и меймечитовая дайковые ассоциации, а другая — активизационная — объединяет дайки, генетически связанные с субаэральными вулканитами. Возможно подразделение вулканогенных даек по фациальным признакам с выделением, например, субэфузивной, экструзивной, субвулканической фаций [4] и фации автомагматических брекций [2]. В предлагаемой систематике такое подразделение не учтено во избежание усложнения схемы, тем более, что для других генетических групп дайковых ассоциаций узкофациальный признак не имеет классификационного значения.

В обширной группе плутоногенных даек обращают на себя внимание ассоциации, которые могут быть названы реперными: гипербазит-базитовая, габбро-диабазовая, лампрофировая щелочно-земельная, порфирит-диабазовая и порфировая гранодиорит-гранитовая. Первая из них примечательна не только своим широким проявлением в инъекционно-силловой форме в ранние стадии протогеосинклинального мегацикла ( $AR_1$ ,  $AR_2$  — Алданский щит), но и взаимопереходами гипербазитового и базитового вещества в пределах единых дайковых тел, что в магматических комплексах последующих мегациклов наблюдается редко.

Габбро-диабазовая ассоциация массово проявлена в раннем и позднем рифее, в среднем палеозое исключительно (или почти исключительно) в дайковой форме (Алданский щит, Юдомо-Майский перикратонный прогиб) и указывает на эпохи возникновения в молодой континентальной коре первых глубоких расколов, по которым в нее поступали глубинные расплавы.

Лампрофировая щелочно-земельная, порфирит-диабазовая и порфировая гранодиорит-гранитовая (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры) ассоциации представляют собой специфические триады, наиболее характерные для активизационно-орогенного мегацикла ( $J-P$ ). В последнем триады занимают строго определенное место — завершают каждый развитый тектономагматический цикл. Например, для дайкового пояса области Становика-Джугджура почти на всем его 1000-километровом протяжении дайковое триадное семейство проявлено трижды в соответствии с проявлением здесь трех тектономагматических циклов ( $J_3 - K_1^1, K_1^2, K_2^1$ ). Для одноциклического Хингано-Охотского дайкового пояса ( $K_2$ )

характерно одно триадное дайковое семейство. В Нижнеамурско-Сихотэ-Алинском поясе такие триады проявлены дважды в связи с бицличным характером развитого здесь активизационно-орогенного магматизма ( $K_2, P_1$ ). Отметим, что в пределах триад дайки формируются в определенной выдержанной последовательности: вначале порфировая гранодиорит-гранитовая ассоциация (гранодиорит-, граносиенит-, гранит-порфиры), затем порфирит-диабазовая (диорит-порфиры, диорит-монцонит-порфиры, диабазовые порфиры, диабазы) и лампрофировая (спессартиты, реже одиниты, вогезиты, керсаниты). Особенности триадных семейств — выдержанность на больших пространствах места и времени их проявления, постоянная ассоциация с гранитоидными массивами при существенно отличном от них составе и формировании после окончательного остывания массивов, завершение ими тектономагматических циклов, заметно повышенные содержания в породах триад легкоподвижных компонентов и, как правило, их значительные автометаморфические преобразования — не могут быть случайными. Они, по-видимому, являются следствием существования определенных, повторяющихся неоднократно специфических условий формирования подвижных расплавов в стадию отмирания очагов кислой магмы. Рассмотрение механизма формирования триад — специальная задача. Здесь отметим лишь одну из возможных схем такого механизма: отмирание очага кислой магмы — возобновление подтока глубинного тепла и вещества, плавление части застывших гранитоидов и насыщение их легкоподвижными компонентами — интрузия в виде порфировой гранодиорит-гранитовой ассоциации даек — привнос во вторичный расплав первичной магмы, развитие процессов синтексиса — интрузия в виде порфирит-диабазовой и щелочно-земельной лампрофировой дайковых ассоциаций.

Предполагается, что щелочная лампрофировая ассоциация генетически связана с щелочно-базит-гипербазитовыми комплексами, но формируется при существенном участии интрапеллурических потоков тепла и вещества. Образование щелочных лампрофиров в завершающие стадии циклов магматизма после окончательного застывания материнских интрузивов может свидетельствовать о повторном образовании специфических расплавов, возможно, по приведенной для триад схеме с тем отличием, что повторному расплавлению и обогащению легкоподвижными компонентами подвергались частично щелочно-гипербазит-базитовые, а затем и вмещающие их сиалические породы. Поэтому, вероятно, образуются гомодромные (в отличие от антидромных в триадах) серии щелочных лампрофиров.

**Схема систематики дайковых ассоциаций**

Генетический тип	Дайковые ассоциации	Морфологический тип	Отношение к линиям формам магматизма	Стадии тектономагматического цикла	Магматика	Источникмагмы
Ахристотный	Диабазовая, спилит-диабазовая, диабаз-спилит-кератофировая, меймечитовая	Дайково-силловый	Генетическая и пространственная связь с близкими по составу вулканитами	Начальные	Геосинклинальный	Мантийный
	Базальт-андезито-базальтовая	Типично дайковый (крутоупадающий плоско-параллельный)	Активизационно-орогенный, активизационно-дезинтегрирующий	Активизационно-орогенный	Периферические очаги первичноймагмы	Близповерхностные очаги вторичноймагмы
Ахристот-андезито-дайковая	Андрезит-андезито-дайковая			Средние		
	Лиларит-липарато-дайковая					
Ахристот	Гипербазит-базитовая	Ильвекционно-силловый бескорневой	Самостоятельные комплексы или в ассоциации с интрузиями аналогичного состава	Самостоятельные	Протогеосинклинальный	Мантийный
	Габбро-диабазовая	Типично дайковый, в платформенном чехле переходящий в силловый	Самостоятельные комплексы	Начальные	Протоэзеконтический, активизационно-стабилизирующий, в малой мере протогеосинклинальный	
Ахристот	Габбро-диоритовая	Типично дайковый	Генетическая и пространственная связь с близкими по составу интрузиями	Ко-пенные	Геосинклинальный, активизационно-стабилизирующий	Периферические очаги первичноймагмы
	Порфирит-диабазовая		Пространственная связь с гранитоидными интрузиями		Активизационно-орогенный, реже активизационно-стабилизирующий и геосинклинальный	
Диасхистот-вый	Порфирит-гранитовая				Активизационно-орогенный	Близповерхностные очаги вторичноймагмы
	Аплит-легматитовая гранит-лейкогранитовая	Типично дайковый, каркасный, шлировый, субпластированный	Пространственная связь с интрузиями	Завершающие	Активизационно-стабилизирующий, геосинклинальный, в меньшей мере активизационно-орогенный и протоэзеконтический	Остаточный, расплыв крупных интрузий
	Габбро-легматитовая	Плутонический, реже типично дайковый				Начальные

Гибридный		Лампрофировая щелочно-земельная		Пространственная связь с гранитоидами и генетическая с порфирит-диабазовой и порфиритовой гранодиорит-гранитовой дайковыми ассоциациями		Активационно-орогенный, реже геосинклинальный и активационно-стабилизирующий		Инъекции анатектического расплава в процесс складчатости		Комбинированый мантийно-коровый с участием вещества интрагеологических потоков	
Щелочно-лампрофировая	Интузивно-анатектическая	Типично дайковый кольцевой	Типично дайковый	Пространственная связь с гранитоидами и генетическая с порфирит-диабазовой и порфиритовой гранодиорит-гранитовой дайковыми ассоциациями	Генетическая и пространственная связь с центральными интрузиями	Конечные	Протогенитонтинентальный, активационно-орогенный, реже активационно-стабилизирующий	Плавление при ограниченной дифузии, подчиненном значению высокотемпературного замещения, привноса и выноса вещества	Протогенитонтинентальный	Активационно-орогенный, реже геосинклинальный и активационно-стабилизирующий	Конечные
Палингепто-метасоматитовый	Палингепто-анатектический	Аплит-пегматитовая Алисквит-гранитовая	Жильный субпластичный, каркасный	Пластовый, субпластичный, жильный простой и сложный	Самостоятельные или ассоциированные с «томогенезированными» массивами ультраметагенных гранитоидов	Средние и конечные	Высокотемпературный метасоматоз в союкупности с селективным плавлением исходного субстрата	Протогенитонтинентальный	Средние	Инъекции анатектического расплава в процесс складчатости	Средние и конечные
Палингепто-метасоматитовый	Палингепто-анатектический	Чарокитовых гранитов Гранит-сиенитовая Диопсид-амфибол-плагиоклазовых метасоматитов	Пластовый, субпластичный, жильный простой и сложный	Гнейсогранитовая, Гранит-плагиогранитовая Гранодиорит-гранитовидная Ортотектитовая	Пластовый, магматический	Шлирово-жильный	Плавление при ограниченной дифузии, подчиненном значению высокотемпературного замещения, привноса и выноса вещества	Протогенитонтинентальный	Протогенитонтинентальный	Активационно-орогенный, реже геосинклинальный и активационно-стабилизирующий	Конечные

дайковая гранит-лампрофировая формация.

Изложенные представления о систематике и информационной принадлежности дайковых ассоциаций, основанные главным образом на ма-

териалах по Дальнему Востоку, не претендуют на исчерпывающую полноту, могут, вероятно, служить основой дальнейших разработок проблемы даек.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение.— М.: Госнаучтехиздат, 1957.
2. Ефремова С. В. Дайки и эндогенное оруденение.— М.: Недра, 1983.
3. Индолев И. Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии.— М.: Наука, 1979.
4. Клипенштейн В. Я., Полякова Э. В., Панасюченко В. К. Дайковые структуры западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Региональ-ная геология Средней Азии. Вып. 2. Ташкент: САИГИМС, 1979.
5. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1969.
6. Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965.

ДВИМС  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
26 марта 1984 г.

УДК 553.22(571.6)

*Н. С. Кравченко, В. Д. Кирина, Л. В. Снегур*

**ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ ПРОДУКТОВ  
РЕГИОНАЛЬНЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД**  
(на примере Баджальского района, Приамурье)

Проведено изучение слабопроявленных региональных изменений горных пород Баджальского рудного района. Предложена методика их картирования. Установлено, что такие изменения проявились в виде по-

лей различных мономинеральных новообразований. Рассматривается характер соотношения продуктов региональных слабых эпигенетических изменений с локальными ореолами метасоматитов.

Изучение метасоматических процессов основывается, главным образом, на объектах с широким развитием полно проявленных метасоматитов, которые, как правило, имеют относительное локальное распространение [3—5, 9]. Вместе с тем внимание исследователей начинают привлекать слабые эпигенетические изменения горных пород, проявленные на больших площадях [6, 7]. Их изучение позволяет, с одной стороны, полнее исследовать закономерности метасоматических процессов вообще и, с другой стороны, открывает новые возможности для успешного поиска месторождений полезных ископаемых, связанных с метасоматозом.

Нами проводилось изучение региональной эпигенетической измененности горных пород в Баджальском оловорудном районе. Здесь широко распространены верхнемеловые вулканогенные образования, залегающие на гетерогенном палеозойско-мезозойском складчатом фундаменте. Вулканические породы представлены в основном пирокластическим материалом кислого состава и незначительным проявлением пород среднего состава. Интрузивные и жильные образования, составляющие около 10% от общего объема магматических продуктов, также представлены в основном кислыми разностями (рис. 1).

Продукты эпигенетических изменений изучались в 3920 шлифах, отобранных ПГО Дальгеология в процессе геологической съемки м-ба 1:50 000. Количественные соотношения отдельных разностей горных пород в коллекции шлифов отражают их природную распространенность. При описании шлифов оценивалась интенсивность проявления эпидотизации, окварцевания, карбонатизации, серицитизации и гидросерицитизации, биотитизации, хлоритизации,

альбитизации, турмалинизации, актинолитизации, микроклинизации. Последние четыре типа эпигенетических изменений фиксируются весьма редко и в работе не рассматриваются. Интенсивность проявления мономинеральных эпигенетических изменений оценивалась с помощью специально разработанной шкалы, имеющей пятибалльную градацию (табл. 1).

При описании и оценивании в баллах слабо проявленной измененности горных пород в шлифах, когда количество новообразований редко превышает 1—2% и только в единичных случаях достигает 5—15%, весьма важным становится определение погрешностей диагностики. С целью статистического расчета величин погрешностей около 400 шлифов было подвергнуто двойному оцениванию разными исполнителями. При обработке результатов обнаружено, что величина среднеквадратической погрешности оценивания интенсивности эпигенетических изменений составляет от 0,3 балла при карбонатизации до 0,8 балла при биотитизации и в среднем составляет около 0,5 балла.

Принятая методика изучения слабых эпигенетических изменений горных пород состоит в последовательном выделении мономинеральных новообразований, устойчивых минеральных ассоциаций (эпипород) и более крупных тел — формаций [6, 7]. При данном подходе особого внимания требует изучение статистической устойчивости ассоциаций эпигенетических минералов. Очевидно, что вопрос о статистической устойчивости должен решаться методами математической статистики. Оценка тесноты связей парный проявлений различных эпигенетических минералов в группах однотипных горных пород проводилась с помощью коэффициента контингенции Пирсона [10]. Предположение о

Таблица 1

## Шкала оценки интенсивности эпигенетических изменений в шлифах горных пород Баджалского района

Интенсивность замещения в саллах	Характер эпигенетических изменений				
	Окварцевание	Биотитизация	Серпентизация и гидросерпентизация	Эпидотизация	Карбонатизация
0	Изменение не установлено	Изменение не установлено	Изменение не установлено	Изменение не установлено	Изменение не установлено
1	Обрастание вкрапленников кварца каемками вторичного кварца, округление отдельных кварцевых зорен в основной массе	Редкие лейсты по плагиоклазу вкрапленников и в основной массе	Единичные зорна эпидота обычно в основной массе	Мелкие зорна по плагиоклазу и темноцветным минералам, редкие скопления вкрапленников	Редкие зорна карбонатных минералов во вкрапленниках плагиоклаза и в основной массе
2	То же, с более интенсивным проявлением, единичные прожилки кварца	Вторичный биотит фиксируется как в основной массе, так и во вкрапленниках	Лейсты серпента и гидросерпента устанавливаются во всех зорнах плагиоклаза; в основной массе — отдельные чешуй и редкие шлирообразные скопления	Мелкие зорна по плагиоклазу и темноцветным минералам, редкие скопления в основной массе — отдельные чешуй и редкие шлирообразные скопления	Единичные агрегаты зорен и отдельные зорны на карбонатных минералах во вкрапленниках плагиоклаза и в основной массе
3	То же, отдельные шлирообразные скопления вторичного кварца в основной массе	То же, единичные гнезда в основной массе, сложенные лейстами эпигенетического биотита	То же, отдельные зорны на плагиоклаза замещены серпентитом и гидросерпентитом	То же с более интенсивным проявлением, редкие цепочки зорен по нитевидным трещинкам	Агрегаты зорен карбонатов во вкрапленнике фиксируются чаше, интенсивная вкрапленность карбонатных минералов в основной массе
4	То же, единичные макропрожилки кварца	Частые, отдельные гнезда в основной массе	Интенсивное замещение зорен плагиоклаза серпентитом и гидросерпентитом; частые скопления и густая вкрапленность отдельных чешуек в основной массе	Частые агрегаты зорен, прожилки и отдельные зорны эпидота в основной массе и во вкрапленниках	Густая вкрапленность и агрегаты зорен карбонатных минералов в основной массе; отдельные пневматоморфозы карбоната по плагиоклазам
5	Кварцевые прожилки, замещение кварцем основной массы. Количество новообразований кварца ~15%	Частые шлирообразные скопления вторичного биотита в основной массе породы. Количество новообразований кварца ~5—10%	Зорна плагиоклаза почти нацело замещены; лейсты серпента и гидросерпента заполнены вкрапленностью в основной массе. Количество эпидота в основной массе, Количество новообразований	Частые агрегаты зорен, макропрожилки и густая вкрапленность в основной массе. Количество зорен вкрапленности в основной массе, коли-	Псевдоморфозы хлорита по шлироклазу, агрегаты зорен карбонатных минералов в основной массе, коли-

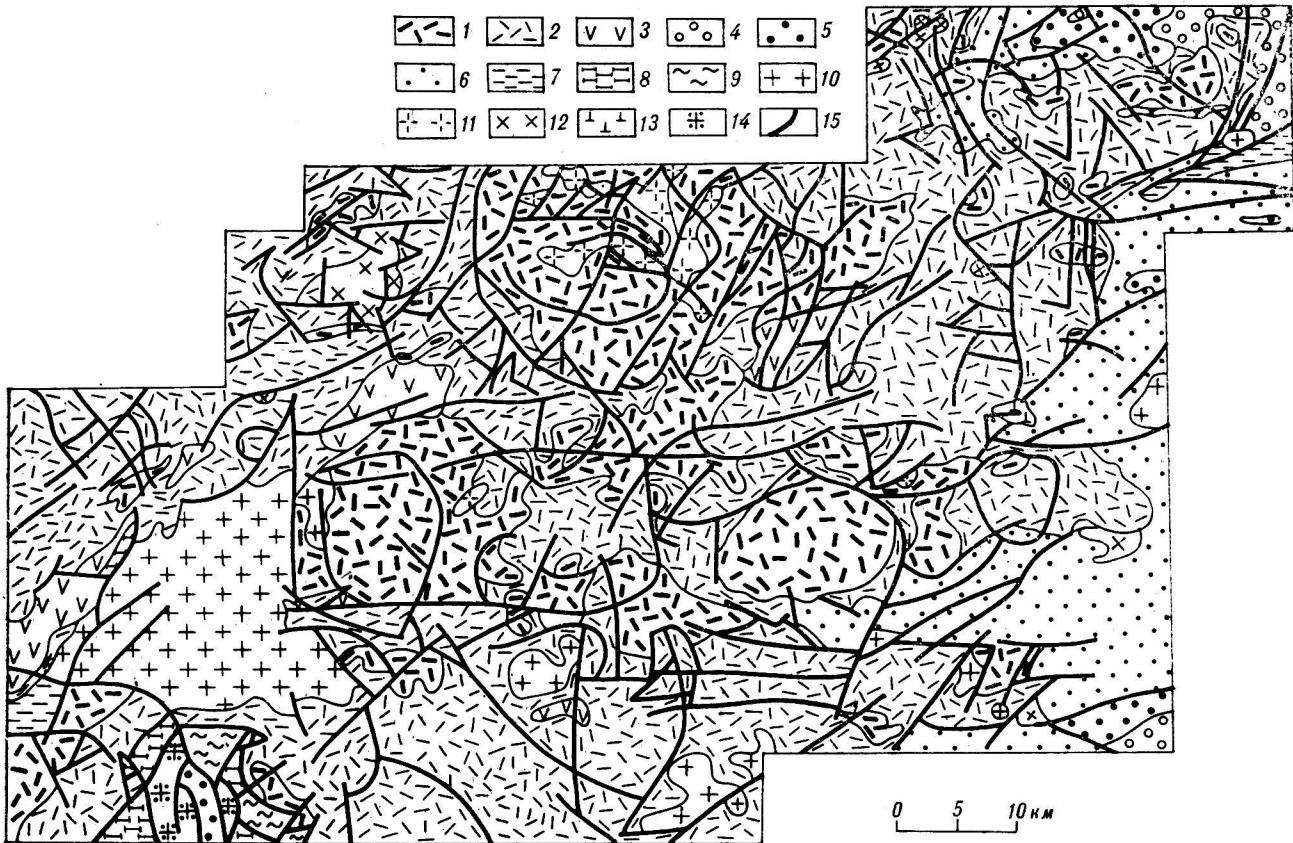


Рис. 1. Схема геологического строения Баджальского района.

Составлена по материалам А. Ф. Майбороды (1978 г.).

1 — игнимбриты кристаллокластические липаритового, липаритодицитового состава ( $K_1$ ); 2 — игнимбриты порфиокластические, лавы липаритового, липаритодицитового состава ( $K_2$ ); 3 — андезиты, андезитодициты, дациты, игнимбриты дацитового состава ( $K_1-K_2$ ); 4 — песчаники, алевролиты, аргиллиты ( $J$ ); 5 — алевролиты, песчаники, седиментационные брекции, туфы ( $T$ ); 6 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы ( $P$ ); 7 — алевролиты, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы, спилиты ( $C$ ); 8 — песчаники, гравелиты, туфы ( $D$ ); 9 — амфиболиты, гнейсы, эпилот-амфиболитовые, албит-актинолитовые сланцы ( $PR$ ); позднемеловые интрузии: 10 — граниты биотитовые, 11 — пластовые тела и штоки гранит-порфиров, 12 — гранодиориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты, 13 — сиениты, монцониты, монцодиориты, 14 — граниты палеозойские и претерозойские, 15 — разрывные нарушения.

наличии устойчивых полиминеральных ассоциаций проверялось с помощью факторного анализа [8]. В результате такого анализа установлено следующее: 1) ни в одной из разновидностей горных пород Баджальского района нет ассоциаций более чем двух эпигенетических минералов; 2) из всего многообразия эпигенетических минералов только немногие обладают слабыми, статистически достоверными парными связями (табл. 2); 3) нет ни одного статистически достоверного парного сочетания эпиминералов, прослеживающегося во всех разновидностях горных пород.

Проведенный анализ эпигенетических изменений горных пород Баджальского района свидетельствует о том, что среди них отсутствуют какие-либо устойчивые ассоциации новообразованных минералов, трактуемых как эпипороды. Исключение составляет ассоциация кварц-мусковит в гранитах, которая обычно рассматривается как ассоциация грейзенов. Вместе с

тем широкое развитие в горных породах Баджальского района мономинеральных эпигенетических изменений обусловливает необходимость анализа их пространственного положения с помощью специального картирования. Для этого весь район был разбит на сеть элементарных ячеек площадью 4 км<sup>2</sup> каждая. Оцененные в баллах значения интенсивности мономинеральных изменений горных пород, попадающие в контур ячейки, усреднялись и относились к ее центру. Для исключения ошибок, возможных при отборе шлифов и их анализе, проводилось сглаживание усредненных значений по палетке с окном, имеющим размеры 3 × 3 элементарные ячейки. Полученное цифровое поле служило материалом для построения в изоляциях карт интенсивности каждого мономинерального эпигенетического изменения горных пород. Необходимо отметить, что операция усреднения, несмотря на то что в ячейку иногда попадают породы разного состава, является

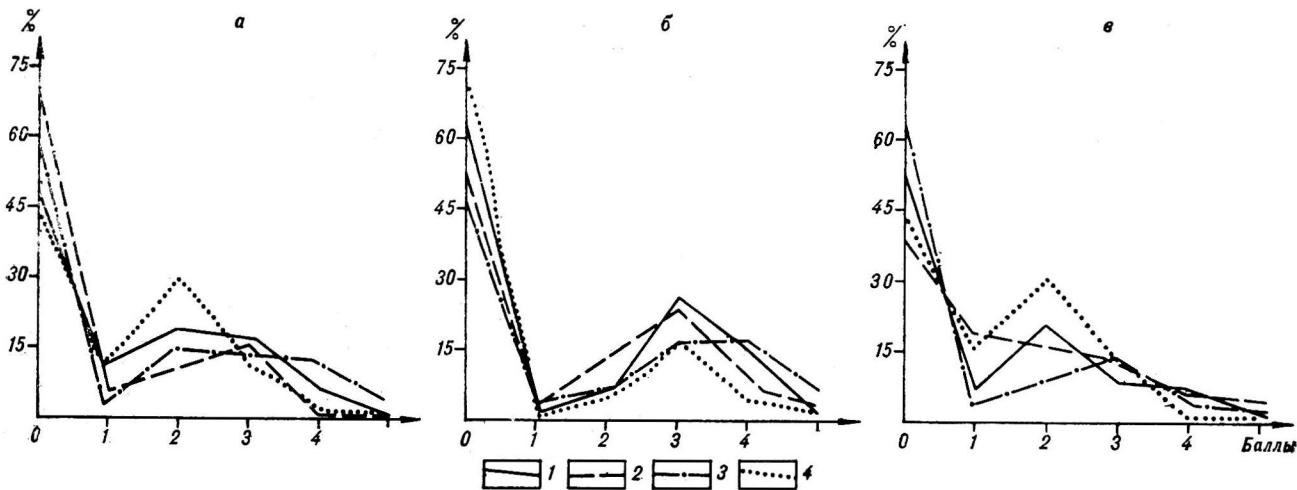


Рис. 2. Частота встречаемости горных пород с различной интенсивностью метасоматических преобразований в процессах хлоритизации (а), биотитизации (б), серicitизации (в).  
1 — вулканические породы дацитового состава; 2 — то же, липаритового состава; 3 — граниты; 4 — вулканические породы андезитового состава.

правомерной и не ведет к грубым искажениям. Это обусловлено тем, что, во-первых, интенсивность эпигенетических изменений в породах разного состава весьма близка (рис. 2) и, во-вторых, подавляющее большинство пород представлено вулканитами кислого состава, другие породы составляют лишь небольшой процент от последних.

Анализ карт интенсивности эпигенетических мономинеральных изменений горных пород дает возможность выявлять наиболее общие закономерности их пространственного положения и корреляцию с геологическими структурами и рудными зонами.

Ниже излагаются основные результаты, полученные при изучении полей мономинеральных эпигенетических изменений горных пород.

*Окварцевание* горных пород при региональном рассмотрении обнаруживает приурочен-

ность к субмеридиональной зоне, ограничивающей с востока поле распространения вулканогенных пород (рис. 3). Протяженность зоны около 50, ширина 5–15 км. При более детальном рассмотрении в ее пределах можно выделить ряд структур более высокого порядка, которые имеют субширотную или северо-западную ориентировку. Интересно отметить, что на пространственное положение зоны окварцевания в целом обычно не влияет литологический фактор, так как она пересекает вулканогенные и осадочные породы. Вместе с тем отмечается приуроченность наиболее интенсивного окварцевания к горстоподобным структурам, вклинивающимся в вулканогенное поле. Разрозненные ореолы окварцевания изометричной

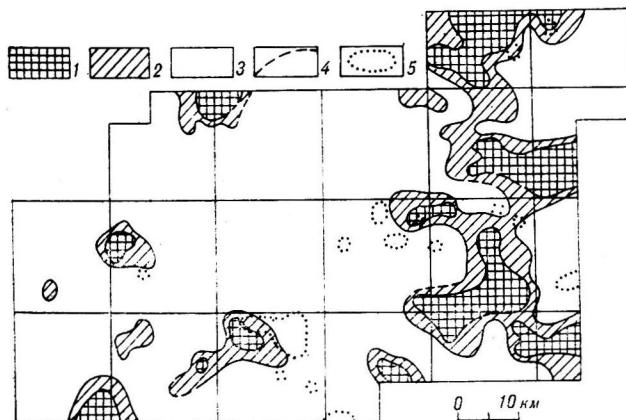


Рис. 3. Схема регионального окварцевания горных пород.

1—3 — интенсивность регионального окварцевания, в баллах:  
1 — более 1,5, 2 — 1, —1,5, 3 — менее 1; 4 — участки с недостаточной фактической обеспеченностью границ фаций изменений; 5 — ареалы распространения блоков с прожилковым окварцеванием горных пород.

Таблица 2  
Теснота связи эпигенетических минералов по коэффициенту контингенции Пирсона ( $r$ ). Доверительная вероятность 95% и более

Горная порода	Количество шлифов	Эпигенетические минералы с достоверными парными связями	$r$
Липарит	117	Эпидот — хлорит	0,26
Дацит	100	Карбонат — хлорит	0,28
		Карбонат — серицит (гипросерицит)	0,36
Гранит	100	Эпидот — хлорит	0,25
		Эпидот — биотит	0,31
		Кварц — мусковит	0,61
		Альбит — мусковит	0,29
Песчаники алевролиты	89	Эпидот — хлорит	0,32

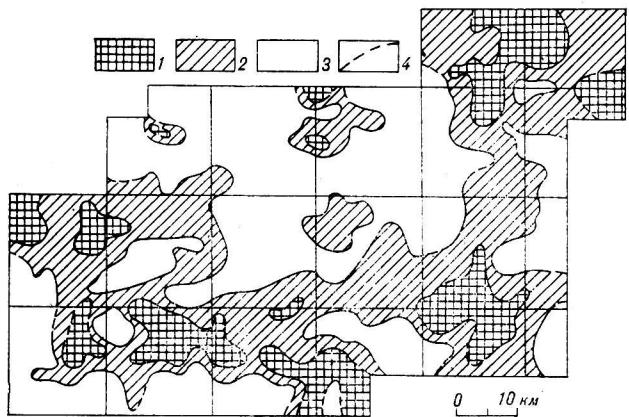


Рис. 4. Схема региональной биотитизации горных пород.  
1—3 — интенсивность региональной биотитизации, в баллах;  
1 — более 2, 2—1—2, 3 — менее 1; 4 — участки с недостаточ-  
ной фактической обеспеченностью границ фаций измене-  
нности.

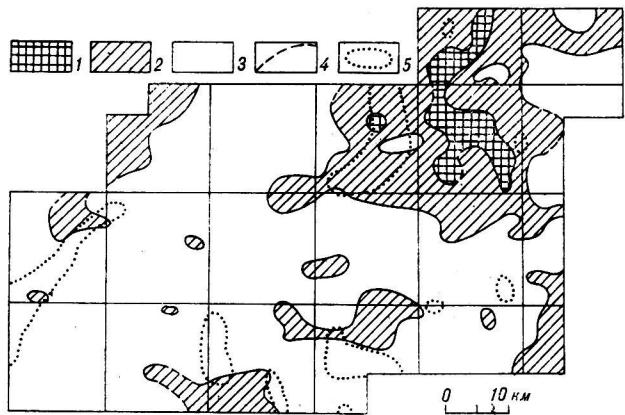


Рис. 5. Схема региональной серицитизации и гидросерицитизации горных пород.  
1—3 — интенсивность региональных изменений, в баллах;  
1 — более 3, 2—2—3, 3 — менее 2; 4 — участки недостаточ-  
ного фактического обеспечения границ; 5 — ареалы кварце-  
во-серicitовых пород.

формы установлены также в южной и западной частях вулканогенного поля.

**Биотитизация** горных пород проявляется в выдержаных, вытянутых зонах (рис. 4). Одна из них длиной около 60, шириной 15 км имеет субмеридиональную ориентировку. Она ограничивает с востока Баджальское вулканическое поле и в целом пространственно совпадает с отмеченной выше зоной регионального окварцевания. Биотитизацией подвержены чаще вулканические породы на границе с палеозойско-мезозойским фундаментом, реже терригенные образования. Еще одна полоса биотитизированных пород протяженностью 90, шириной 10 км картируется в южной части района. Она имеет субширотное простирание и локализована практически полностью в пределах вулканического поля.

**Серицитизация** горных пород в отличие от окварцевания и биотитизации проявлена в виде ореолов преимущественно изометричной формы (рис. 5). Линейные элементы фиксируются осьми ореолов наибольшей интенсивной проработанности горных пород. К наиболее ярким структурам такого рода относится субмеридиональная зона в северо-восточной части, а также ряд слабо выраженных ореолов диагонального и субширотного простирания в западной, южной и восточной частях площади.

**Карбонатизация** горных пород картируется в центральной и восточной частях Баджальского района в виде широкой полосы субмеридионального простирания (рис. 6). Осевая часть этой полосы, выраженная наиболее интенсивной проработкой пород, имеет протяженность около 40 км при ширине 5—10 км. Зона карбонатизации осложнена субширотными и диагональными линейными структурами более высокого порядка. В северо-западной части района также картируется ряд небольших ореолов карбонатизации вытянутых в виде полосы северо-восточного направления. Привлекает внимание приуроченность зон карбонатизации к грабенообразным погружениям фундамента, занятых вулканогенными толщами повышенной мощности.

**Эпидотизация** горных пород охватывает две широкие зоны северо-восточного простирания, осложненные отчетливо проявленными структурами высшего порядка, имеющими северо-западное, реже субширотное простирание (рис. 7). В отличие от мономинеральных эпигенетических изменений, о которых сообщалось выше, зоны эпидотизации имеют северо-восточное простирание. Кроме того, поля эпидотизированных горных пород картируются в центральной части вулканогенной постройки, что

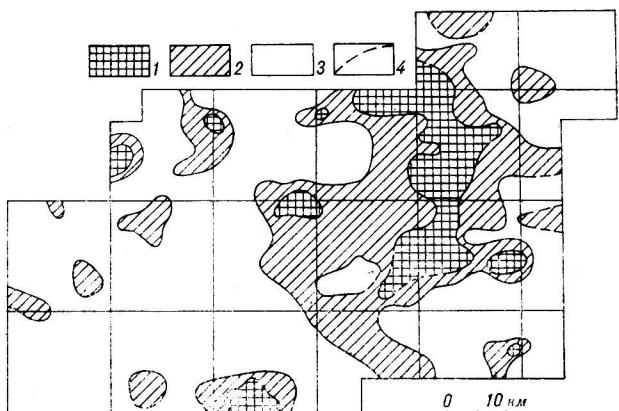


Рис. 6. Схема региональной карбонатизации горных пород.  
1—3 — интенсивность региональных изменений, в баллах;  
1 — более 2, 2—1—2, 3 — менее 1; 4 — участки недостаточ-  
ного фактического обеспечения границ.

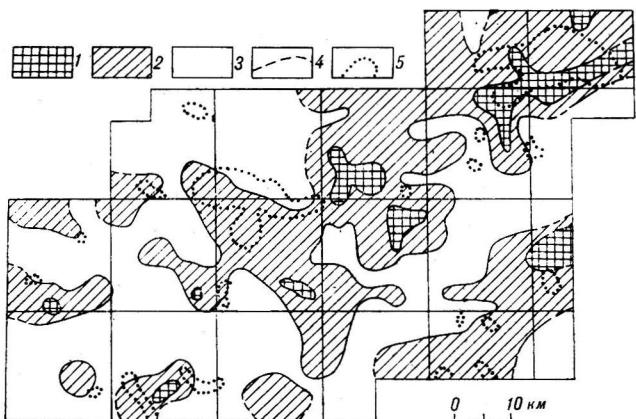


Рис. 7. Схема региональной эпидотизации горных пород.

1—3 — интенсивность региональных изменений, в баллах: 1 — более 1,5, 2 — 0,5—1,5, 3 — менее 0,5; 4 — участки недостаточного обеспечения границ; 5 — ареалы пропилитизированных пород.

не характерно для ранее описанных мономинеральных изменений горных пород.

Хлоритизация горных пород охватывает ряд разрозненных ореолов изометричной формы, протягивающихся в виде широкой полосы северо-восточного простирания в центральной части района (рис. 8). Наиболее интенсивно хлоритизация проявилась в вулканогенных породах, а осадочные породы фундамента затронуты ею лишь в незначительной степени. Важно отметить, что хлоритизация практически не наблюдается в интрузивных породах кислого состава.

Совместное рассмотрение распределения мономинеральных эпигенетических продуктов, представленных на рис. 3—8, позволяет сделать вывод о том, что наиболее интенсивно они

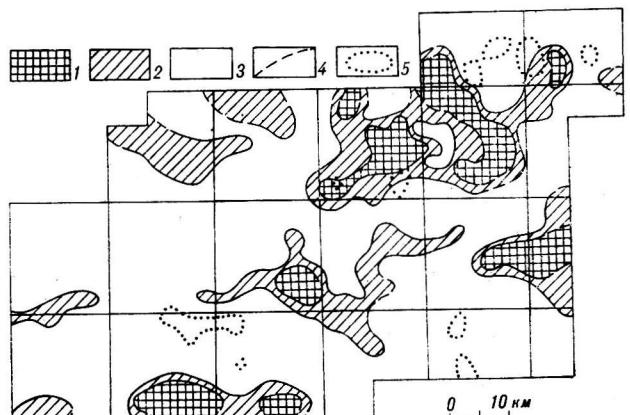


Рис. 8. Схема региональной хлоритизации горных пород.

1—3 — интенсивность региональных изменений, в баллах: 1 — более 2, 2 — 1,5—2, 3 — менее 1,5; 4 — участки недостаточного фактического обеспечения границ; 5 — ареалы хлорит-кварцевых метасоматитов.

проявились по периферии вулканогенного поля, где на поверхности выходят наименее сваренные (ввиду быстрого охлаждения) игнимбриты и осадочные породы, подвергнувшись кратковременному прогреванию. Мономинеральные эпигенетические продукты в целом индифферентны к фациальным и химическим различиям горных пород, на которые они накладываются. Однако с достаточной отчетливостью наблюдается более слабая по сравнению с порфирокластическими игнимбритами измененность гранитоидов и кристаллокластических игнимбритов — продуктов эксплозии магм со слабой газонасыщенностью — в тех случаях, когда они слагают крупные поля.

Слабые изменения горных пород представляют собой отражение процесса регионального метасоматоза [6, 7]. Основной его особенностью является вовлечение огромных масс горных пород в сферу слабых минеральных преобразований, а также многофакторность причин. В силу этого его трудно или даже невозможно анализировать с позиций «классического» учения о метасоматозе, опирающегося на представления о дифференциальной подвижности элементов, количественные соотношения между числом компонентов и минеральных фаз, вытекающие из правила Гиббса и т. д.

Можно полагать, что в Баджальском районе пространственное размещение продуктов регионального метасоматоза определяется в первую очередь факторами тектонической проработанности складчатого фундамента, мощностью вулканогенной толщи, функционально связанной с длительностью остывания вулканических продуктов, а также газонасыщенностью извергаемого материала.

Большой интерес представляет взаимоотношение полей мономинеральных изменений с ареалами сильно измененных горных пород, выделенных в процессе геологической съемки. Такие ареалы носят локальный характер, и в силу этого они относятся к другому уровню интенсивности метасоматической проработки. Однако по ним можно судить о характере связей разноуровневых метасоматических явлений. Участки прожилкового кварцевания (см. рис. 3), ареалы серцит-кварцевых пород (см. рис. 5), пропилитов (см. рис. 7) и хлорит-кварцевых метасоматитов (см. рис. 8) в целом не обнаруживают приуроченности к областям максимумов аналогичных региональных изменений горных пород. Поэтому не выдерживает проверки фактическим материалом утверждение, что локальные изменения представляют собой осевые части структур регионального метасоматоза. Вместе с тем следует отметить, что ареалы с глубокими преобразованиями пород находятся в пределах зон региональных изменений или же в непосредственной близости от них. Это обстоятельство заставляет считать их

связанными с единым гидротермально-метасоматическим процессом, однако характер такой связи нуждается в дальнейшем изучении.

По-видимому, при исследовании наложенных изменений целесообразно, как это имеет место в геологии, геофизике и предлагается для геохимии [2], опираться на фактическое знание основных закономерностей метасоматоза на более общем уровне. При такой постановке исследований можно выявить общие закономерности эволюции метасоматоза во времени и в

пространстве. Практическая реализация данного подхода предполагает обязательное картирование слабых региональных метасоматических явлений на стадии региональных геологических работ.

Авторы благодарны А. И. Буханченко, В. И. Корниенко, Н. К. Крутову за предоставленную возможность ознакомиться со шлифами из личных коллекций, а также Б. И. Бурдэ, указавшему на важность проведения данной работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Болотников А. Ф., Кравченко Н. С. К петрологии и рудоносности липарит-гранитовых ассоциаций.— В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1972.
2. Бурдэ Б. И., Кравченко Н. С., Палагин А. В. Региональная геохимическая основа и территориальные банки данных для геохимических поисков в зоне БАМ.— В кн.: Повышение эффективности геохимических методов поисков в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1981.
3. Власов Г. М. Некоторые аспекты изучения гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
4. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их ру-
- доносность и закономерности пространственного размещения.— М.: Недра, 1964.
5. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
6. Метасоматизм и рудообразование/Под ред. Ю. В. Казицына.— М.: Недра, 1975.
7. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований.— Л.: Недра, 1981.
8. Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках.— М.: Мир, 1965.
9. Омельяненко Б. И. Окаторудные гидротермальные изменения пород.— М.: Недра, 1978.
10. Шарапов И. П. Применения математической статистики в геологии.— М.: Недра, 1971.

Поступила в редакцию  
6 июня 1983 г.

ДВИМС  
Хабаровск

Г. Ф. Уфимцев

## О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ МНОГИХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР, НАБЛЮДАЕМЫХ НА КОСМИЧЕСКИХ ФОТОСНИМКАХ \*

При изучении космических изображений земной поверхности необходимо учитывать, что выделяемые кольцевые формы представляют собой сочетания изби-

На фотоснимках и телевизионных изображениях из космоса хорошо дешифруются так называемые кольцевые структуры (кольцевые формы, структуры центрального типа, очаговые морфоструктуры и т. д.), представляющие чаще всего овальные или дуговые аномалии фототона. Нередко выделяется по космическим фотоматериалам множество различных по размерам кольцевых структур, в том числе и в районах с преобладанием в геологической структуре линейных элементов. Простота выделения указанных структур на космоснимках, их необычность и множество, сравнительная новизна наблюдавшегося явления обусловили известное увлечение анализом этого рода форм при геологических и геоморфологических исследованиях. Способствовали анализу кольцевых структур и успехи в изучении планет земной группы, в рельефе которых обнаружилось широкое распространение подобного рода образований.

Надо заметить, однако, что Земля при наличии черт сходства с другими планетами обладает и уникальными, из которых главнейшей (и производной от других особенностей планеты) является та, что именно на Земле есть кому анализировать эти явления.

Обращают на себя внимание два обстоятельства: 1) многие кольцевые структуры выделяются на одном космоснимке и не видны на других, 2) далеко не все они имеют явные пространственные (парагенетические) связи с элементами геологической структуры. Естественное желание найти такие взаимосвязи часто приводит к малоубедительным построениям и издержкам.

Рельефу и геологической структуре восточных районов СССР в различной мере свойственны и кольцевые формы, и кольцевые их

рательно проявленных линеаментов планетарной сети либо ее неоднородности, не обязательно имеющие существенное значение в геологической структуре.

сочетания (структуры) наряду с преобладанием линейных элементов. Примерами кольцевых форм небольших размеров могут служить прежде всего Кондерский массив ультрабазитов в пределах Майской плиты Сибирской платформы [1], кольцевая интрузия гранитоидов и соответствующий ей кольцевой горный массив Нонни на левобережье р. Буреи. К центральному типа формам относятся многие вулканотектонические структуры (вулканарии) в Сихотэ-Алинской складчатой области. Значение кольцевых и дуговых сочетаний элементов геологической структуры на Дальнем Востоке показано М. Г. Золотовым [2] и другими исследователями.

Еще лучше проявлены кольцевые и дуговые формы и их сочетания в рельефе Дальнего Востока. Прежде всего это относится к долинной сети. В краевой части Сибирской платформы в подошве Центрально-Алданского неотектонического поднятия располагаются долины Алдана и Тимптона, образующие кольцо, внутри которого оперяющие долины образуют центробежный рисунок. Аналогичное гидрографическое кольцо свойственно Кыстыкскому поднятию в низовьях Лены и Оленека. Двойное гидрографическое кольцо наблюдается в междуречье Лены и Витима, в центральной части которого располагается изометрическое Патомское поднятие.

Характерное сочетание дуговых и кольцевых элементов речной сети наблюдается в юго-восточной части Сибирской платформы. Центральное место в нем занимает гидрографическое кольцо, образуемое Вилюем и Леной. С юго-востока это кольцевое сочетание сопровождается дуговыми в плане долинами рек Татты, Амги и Алдана.

Небольших размеров гидрографические кольца часто наблюдаются в горных районах Дальнего Востока. Как правило, они связаны с мо-

\* Печатается в дискуссионном порядке.

лодыми изометричными ступенчатыми глыбовыми поднятиями и фиксируют положение их главнейших пограничных разломов. Такие неотектонические формы и свойственные им гидрографические кольца составляют характерный элемент структуры крупных неотектонических поднятий, парагенетически связанных с мезозойско-кайнозойскими окраинно-материковыми вулканическими поясами.

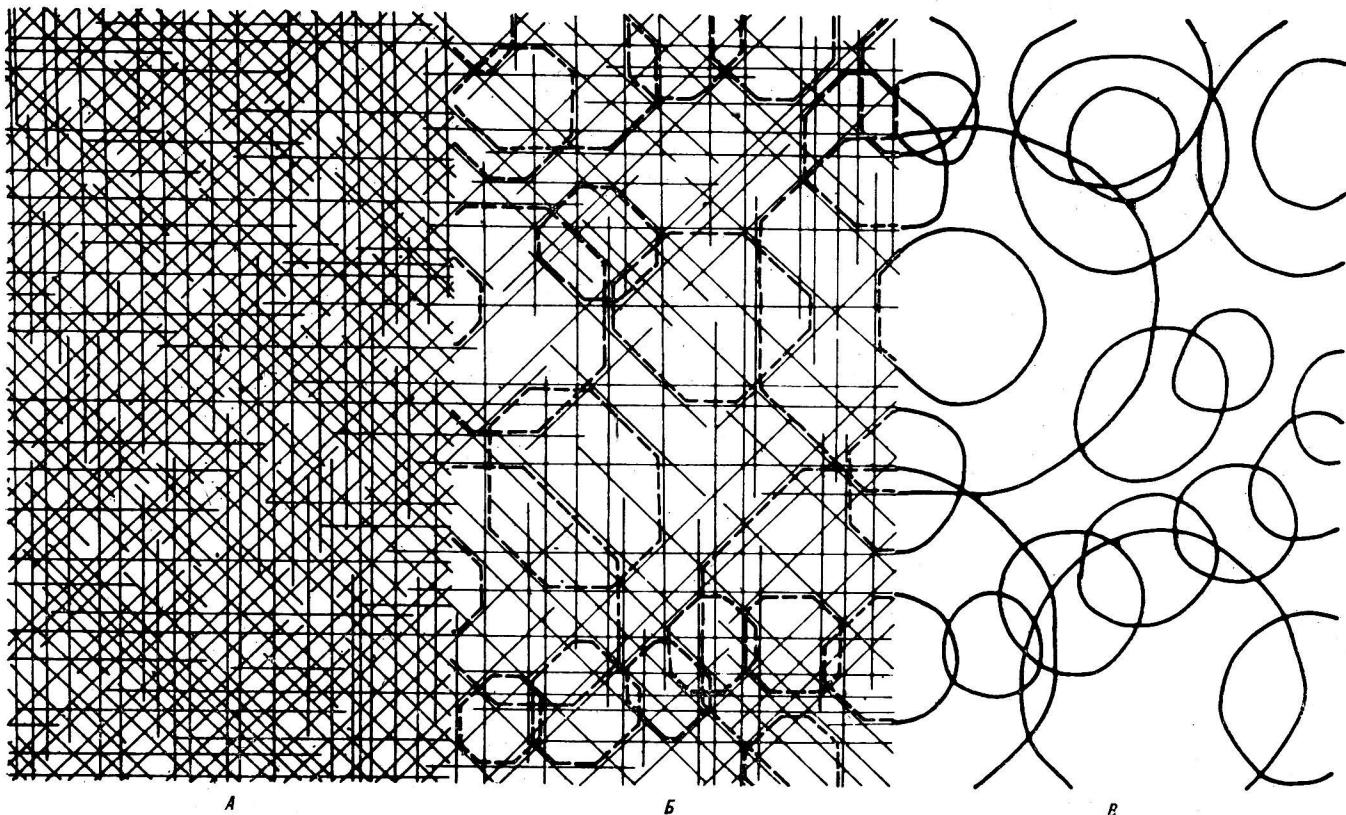
При анализе кольцевых и дуговых элементов гидросети следует учитывать то обстоятельство, что долины, как правило, состоят из прямолинейных отрезков, приуроченных к разломам или системам тектонической трещиноватости. При этом оказывается, что реки осваивают далеко не все разломы и трещины. В большинстве своем они приурочены к тем из них, которые водоносны и обеспечивают постоянное функционирование водотоков, особенно в период ледостава. Наблюдения подобного рода разломов и систем трещиноватости показывают, что они, как правило, омоложены в эпоху новейшей активизации.

Такие взаимосвязи долинной (речной) сети с элементами дизъюнктивной тектоники позволяют говорить о некотором избирательном освоении реками разломов, систем трещин, которые не обязательно имеют одинаковое и при-

том существенное значение в геологической структуре. Скорее, наоборот, проявление тектонической активизации в условиях сложившейся геологической структуры часто приводит к некоторому «омоложению» несущественных ее элементов, приобретающих новые качества, например, в приповерхностных частях земной коры. И именно эти новые качества хорошо проявлены в пластике рельефа и получают отображение на специализированных моделях геологической структуры, если при их создании использовались геоморфологические материалы [3, 4].

Правомерно задать вопрос: не являются ли выделяемые по космоснимкам кольцевые формы и их сочетания следствием такого же избирательного отражения линейных элементов геологической структуры? Отвечая на него, можно рассуждать следующим образом.

Земле как планете свойственны две системы трещиноватости: ортогональная с субмеридиональной и субширотной ориентировкой трещин разломов и диагональная, у которой составляющие элементы имеют простижение в северо-западных и северо-восточных румбах. Трещины (разломы) обеих систем довольно равномерно распространены по всей Земле (см. рисунок, А), хотя роль линеаментов различно-



Планетарная сеть тектонической трещиноватости (А), случайное избирательное отображение составляющих ее линеаментов и выделение их многогранных сочетаний (Б), представляемых в виде кольцевых форм (В).

го простирания в геологической структуре меняется. В этом заключается избирательный характер выражения разломных сетей на уровне тектонических обстановок. Аналогичная ситуация на уровне неотектонических обстановок (приповерхностные части земной коры) указана выше. Наконец, на самой земной поверхности избирательное отражение планетарных систем трещиноватости определяется ландшафтными условиями, метеорологической обстановкой в частности. Например, погодные условия времени фотосъемки из космоса могут обеспечить (выбрать) из совокупности сети линеаментов (см. рисунок, A) лучшее фиксирование некоторой части (B).

Системы планетарной трещиноватости можно представить двояким образом: 1) в виде восьмилучевой звезды; 2) в виде восьмиугольника, который по форме близок к окружности. Естественно, что любое восьмигранное сочетание линеаментов, выделяемых при дешифрировании космоснимков, будет отнесено к кольцевым структурам (см. рисунок, B).

Итак, совокупная сеть планетарной трещиноватости (см. рисунок, A) даже при избирательном их отображении на космоснимках (B) позволяет выделить множество кольцевых структур, образующих сложные геометрические рисунки (см. рисунок, B), характер которых в значительной мере определяется состоянием земной поверхности во время фотосъемки.

Анализируя результаты дешифрирования космических снимков, необходимо, видимо, учитывать два обстоятельства. Во-первых, сложные сочетания кольцевых и дуговых форм, выделяемых по космоснимкам, должны во многих случаях рассматриваться как модели избирательно проявленных линеаментов планетарной сети, выраженные в необычной знаковой системе. Во-вторых, многогранные (кольцевые) сочетания таких линеаментов отображают определенные неоднородности планетарной сети трещиноватости, не обязательно имеющие существенное значение в геологической структуре.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В. В., Кац А. Г. Кольцевой хребет Кондер.— Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1958, т. 90, № 6.
2. Золотов М. Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья.— В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
3. Карта морфоструктур центрального типа террито-

рии СССР. М-б 1 : 1 000 000/Под ред. В. В. Соловьева.— М.: Аэрогеология, 1977.

4. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геологического анализа. Объяснительная записка к Карте морфоструктур центрального типа территории СССР м-ба 1 : 10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.

Поступила в редакцию  
10 ноября 1984 г.

## ДИСКУССИЯ

В сообщении Г. Ф. Уфимцева рассматривается частный случай литоморфной геологической неоднородности изометричного типа. Отмеченное автором явление имеет место при рассмотрении на космических снимках низкопорядковой, локальной геологической структуры, хотя и для нее очень часто инъективно-купольные структурно-вещественные комплексы. Вместе с тем для планетарной формы организации структурно-вещественных комплексов очень типичны кольцевые их проекции на поверхности Земли. Такие кольцевые образования фиксируют структуры «лунной» нуклеарной стадии развития Земли (по М. З. Глуховскому и Е. В. Павловскому); первичные формы делимости земной коры, отвечая положению катархейских и архейских ядер консолидации или древнейшим гра-

нитным овалам (по Л. И. Салопу, С. Керн); вулкано-плутонические комплексы (по П. М. Хренову и А. А. Бухарову и др.); вихреводобные формы интрузивных цепей (по Ли-Сы-Гуану); изометричные формы разуплотнения мантейского вещества (по В. В. Соловьеву и С. С. Шульцу) и другие структуры центрального типа.

Таким образом, реальность существования и развития структур и морфоструктур центрального типа различного порядка и происхождения подтверждается исследованиями многих ученых. Нужны дополнительные исследования по картографическому изображению всей этой системы полигенетических структур центрального типа.

УДК 551:553.98(26)

*И. И. Хведчук***О МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА**

С учетом специфики геолого-разведочного процесса при поисках и разведке морских месторождений нефти и газа, на основе системного подхода сформулированы критерии оценки его методологической организованности и разработана его оптимальная модель с использованием принципа единства цели, реализуемого

Последние десятилетия характеризуются исключительно быстрыми темпами освоения нефтяных и газовых ресурсов дна Мирового океана. В настоящее время количества нефти и газа, извлекаемые из морских месторождений, составляют соответственно 26 и 23% от их мировой добычи, и эта доля постоянно растет. Согласно оценке Мировой экономической комиссии ООН, извлекаемые запасы нефти и газа морских акваторий составляют соответственно 300 млрд. т и 300 трл. м<sup>3</sup>. За последние шесть лет добыча на морских месторождениях возросла на 18,1%, в то время как на континентах она снизилась на 30,4%. В связи с этим одной из наиболее важных для современной геологии нефти и газа является задача совершенствования геологоразведочного процесса и его оптимизации при поисках и разведке морских месторождений.

Несмотря на единство конечной цели сухопутных и морских геолого-разведочных работ на нефть и газ, последние характеризуются рядом специфических особенностей, не получивших отражения в существующем «Положении об этапах и стадиях геолого-разведочных работ на нефть и газ» [3]. При организации морских геолого-разведочных работ необходимо учитывать следующие важные факторы: 1) отсутствие, как правило, геологической основы их проведения (крупномасштабных геологических карт, данных о возрасте отложений, размерах седиментационных бассейнов и т. д.); 2) большие пространства акваторий, подлежащих изучению; 3) высокая (по сравнению с суше) стоимость поисков, разведки и освоения морских месторождений нефти и газа; 4) высокая производительность, разрешающая способность и качество геофизических исследований, служащих основой для поиска месторождений; 5) высокие скорости бурения и малые сроки

через принципы полноты исследования, последовательных приближений, равной представительности, минимизации трудовых, материальных и временных затрат. Приводится схема стадийности геолого-разведочного процесса, определяются геологические задачи и объекты изучения для всех стадий и подстадий.

строительства скважин; 6) крупные, как правило, запасы рассматриваемых месторождений.

Все эти факторы являются сдерживающими. Так, например, для выполнения пп. 4 и 5 необходимо применение высокоточных и высокопроизводительных (зачастую уникальных) технических средств. Однако в случае реализации всех перечисленных факторов весь геолого-разведочный процесс по поискам, разведке и освоению морских месторождений нефти и газа осуществляется значительно быстрее, чем на суше, что вызвано как их высокой рентабельностью, так и необходимостью быстрейшего возмещения капиталовложений.

Вышеотмеченные обстоятельства обусловливают необходимость создания научно обоснованной модели геолого-разведочного процесса поисков и разведки морских месторождений нефти и газа, обеспечивающей его высокую геолого-экономическую эффективность.

Создание такой модели геолого-разведочного процесса возможно только на основе системного подхода. Употребление понятия «система» применительно к геолого-разведочному процессу обусловлено, прежде всего, наличием в его структуре громадного количества взаимосвязанных и взаимодействующих элементов, характеризующихся, в свою очередь, многообразием трудно учитываемых параметров. Особенностями этого процесса, присущими системам [4], являются: 1) имеется определенное количество геолого-геофизических методов, позволяющих конечным числом последовательных операций выделить в нем различные стадии (подсистемы), затем подстадии (подсистемы более низкого ранга) вплоть до отдельных элементов, которые в соответствии с целью исследований и применяемым комплексом методов не могут быть разделены на составляющие; 2) все подсистемы и входящие в них элементы

взаимосвязаны; 3) все составляющие этой системы расчленяются на уровни, выделение которых определяется задачами; 4) элементы и компоненты геолого-разведочного процесса связаны через определенные наборы отношений и преобразований.

На основании вышеизложенного под системой геолого-разведочного процесса при поисках морских месторождений нефти и газа понимается совокупность взаимосвязанных и взаимообусловленных видов и методов геолого-геофизических исследований, изменяющаяся в зависимости от его стадий и подстадий, осуществляемых в целесообразной последовательности, и обеспечивающая высокую геолого-экономическую эффективность подготовки разведанных запасов нефти, газового конденсата и природного газа в соответствии с кондициями, принимаемыми для промышленного освоения месторождений (залежей) нефти и газа.

Совершенно очевидно, что даже с использованием ЭВМ практически невозможно произвести описание такой сложной системы. Поэтому системный подход, как отмечает А. И. Ракитов, дает возможность разработать «особую процедуру упрощения, позволяющую создать некоторое множество упрощенных моделей, замещающих (в определенном отношении) исходную систему. Такие модели должны допускать адекватный обратный переход к исходному моделируемому объекту без потери информации, существенной для его понимания. Так как подобные модели могут выполняться в другой форме, нежели моделируемый объект, то вся процедура требует разработки концептуального аппарата, который позволял бы соопределять моделирующую и моделируемую системы и производить переход от одной к другой» [5, с. 66, 67].

Исходя из требований системного подхода при создании наиболее оптимальной и эффективной модели геолого-разведочного процесса, необходимо учитывать следующие положения, которые можно рассматривать как оценки его методологической организованности: 1) геолого-разведочный процесс методологически организован, если все его стадии и подстадии выделены и описаны одновременно с постановкой основной исходной цели, а также определен необходимый комплекс геолого-геофизических методов для ее достижения; 2) из двух моделей геолого-разведочного процесса, разработанных для достижения одной и той же цели, более простой является та, которая ведет к решению через использование либо меньшего числа составляющих ее элементов, либо (при прочих равных условиях) элементов, требующих меньших затрат времени, а следовательно, и средств; 3) в методологическом отношении геолого-разведочный процесс является

тем эффективнее, чем проще его модель.

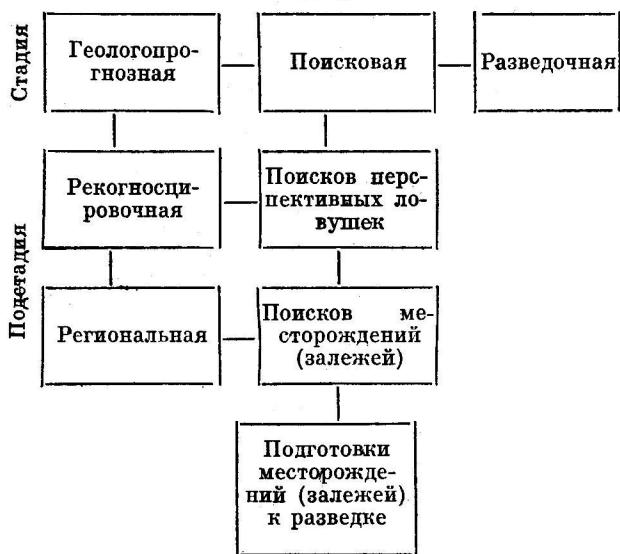
Оптимальная модель геолого-разведочного процесса при поисках и разведке морских месторождений нефти и газа должна обеспечить решение следующих задач: 1) выделение среди установленных седиментационных бассейнов возможно нефтегазоносных с наиболее значительными запасами нефти и газа; 2) выбор основных направлений работ; 3) выявление в возможно нефтегазоносных бассейнах (ВНГБ) зон возможного нефтегазонакопления (ЗВНГН), а в их пределах — наиболее перспективных площадей; 4) выделение в разрезе осадочного чехла нефтегазоносных этажей, региональных, зональных и локальных нефтегазоносных комплексов, резервуаров и флюидоупоров; 5) установление, оконтуривание и выяснение условий формирования всех типов ловушек на полную мощность перспективного осадочного чехла; 6) оценка прогнозных и перспективных ресурсов нефти и газа; 7) открытие месторождений (залежей) нефти и газа; 8) оценка промышленных запасов и значимости месторождений и очередности их ввода в разведку; 9) разведка и подготовка месторождений к разработке.

В настоящее время прогнозная оценка нефтегазоносности территорий и акваторий, планирование и проектирование геолого-разведочных работ основываются на нефтегеологическом районировании и выделении в разрезе осадочного чехла нефтегазоносных этажей, комплексов, пластов, региональных и зональных резервуаров и флюидоупоров и т. д., приуроченных к различным стратиграфическим подразделениям. В последние годы появилось понятие о «направлении работ», связанном с разделением перспективного на нефть и газ пространства, так как именно правильный выбор этих направлений обуславливает оптимальность и эффективность геолого-разведочного процесса. На важность проблемы обращено внимание и авторов статей [1, 2, 6]. Объем и содержание выбираемого направления работ определяется совокупностью локальных структурных элементов, контролирующих нефтегазонакопление, характеризующихся сходством строения природных резервуаров, фазовым состоянием содержащихся в них углеводородов и заключенных в одном нефтегазоносном этаже, поиски и разведка которых проводятся по одной методике и с применением одинаковых технических средств.

При выборе направлений в процессе поисков и разведки морских месторождений нефти и газа необходимо учитывать их специфику. На суше, как правило, вначале выявляются и вводятся в разведку месторождения (залежи) пластового скважинного типа, а затем производятся поиски и разведка залежей других ти-

Таблица 1

Структура геолого-разведочного процесса при поисках и разведке морских месторождений нефти и газа



цов. На акваториях (ввиду высокой стоимости исследований) для повышения эффективности следует выявлять все возможные виды ловушек как с целью наиболее полного определе-

ния прогнозных ресурсов, так и для рационального совмещения разных направлений исследований в пределах единых структурных зон или месторождений.

На основании опыта поиска и разведки суходутных и морских месторождений нефти и газа в СССР и за рубежом и с учетом современного технического уровня их проведения автором на основе системного подхода разработана оптимальная модель геолого-разведочного процесса при поиске и разведке морских месторождений нефти и газа. В основу ее положен принцип единства цели, реализуемый через следующие принципы: полноты исследования, последовательных приближений, равной представительности, минимизации трудовых, материальных и временных затрат.

В структуре геолого-разведочного процесса при поиске и разведке морских месторождений нефти и газа нами выделяется три стадии: геолого-прогнозная, поисковая и разведочная, которые, в свою очередь, подразделяются на ряд подстадий (табл. 1). Иерархия стадий и подстадий и границы между ними определяются иерархией основных геологических объектов исследований: нефтегазоносный бассейн — зона нефтегазонакопления — месторождение (залежь) нефти и газа. Для каждой стадии и под-

Таблица 2

Геолого-прогнозная стадия (целевое назначение: прогноз нефтегазоносности и определение первоочередных направлений поисковых исследований)

Подстадия	Целевое назначение	Объекты изучения	Основные задачи
Рекогносцировочная	Выявление седиментационных бассейнов и основных направлений региональных исследований	Седиментационные бассейны	<ol style="list-style-type: none"> <li>Определение примерных границ седиментационных бассейнов.</li> <li>Определение мощности и возможного возраста осадочного чехла и фундамента.</li> <li>Выявление региональных структурно-стратиграфических комплексов и структурных этажей.</li> <li>Изучение сейсмогеологических характеристик пород осадочного чехла</li> <li>Выработка методики региональных исследований.</li> </ol>
Региональная	Выявление возможно нефтегазоносных бассейнов, зон нефтегазонакопления и первоочередных направлений поисковых исследований	Седиментационные и возможно нефтегазоносные бассейны, зоны нефтегазонакопления	<ol style="list-style-type: none"> <li>Установление размеров седиментационных бассейнов и мощности осадочного чехла.</li> <li>Региональная и зональная корреляция структурно-стратиграфических комплексов, выявление типов несогласий и структурных этажей.</li> <li>Выявление региональных и зональных резервуаров, флюидоупоров и нефтегазосодержащих комплексов, этажей нефтегазоносности.</li> <li>Определение обстановок осадконакопления, возможных генетических типов и размеров ловушек.</li> <li>Тектоническое и нефтегеологическое районирование.</li> <li>Прогнозная модель возможно нефтегазоносных бассейнов и размещения зон нефтегазонакопления.</li> <li>Оценка прогнозных ресурсов по категории <math>D_2</math> и (или) <math>D_1</math>.</li> </ol>

Таблица 3

**Поисковая стадия (целевое назначение: выявление и оценка месторождений (залежей), выбор первоочередных направлений разведки)**

Подстадия	Целевое назначение	Объекты изучения	Основные задачи
Поисковые перспективные ловушки	Выявление перспективных ловушек и первоочередных направлений поискового бурения	Структурно-фашические зоны с установленной или возможной нефтегазоносностью	<ol style="list-style-type: none"> <li>Определение обстановок осадконакопления.</li> <li>Выявление, оконтуривание и определение генетических типов перспективных ловушек.</li> <li>Корреляция и стратификация зональных структурно-стратиграфических комплексов и несогласий.</li> <li>Выделение зональных резервуаров, флюидоупоров и нефтегазосодержащих комплексов.</li> <li>Выявление прямых признаков наличия УВ и АТЗ по геофизическим данным, прогнозирование продуктивности геологического разреза.</li> <li>Оценка перспектив нефтегазоносности выявленных ловушек на всю мощность.</li> <li>Модель размещения ловушек и АТЗ в пределах перспективных зон.</li> <li>Оценка ресурсов по категории <math>D_2</math> и (или) <math>C_3</math>.</li> </ol>
Поисковые месторождения (залежи) нефти и газа	Открытие месторождений (залежей) нефти и газа	Выявленные ловушки	<ol style="list-style-type: none"> <li>Выявление в разрезе продуктивных комплексов, горизонтов, пластов на всю мощность перспективного осадочного чехла и определение их геолого-геофизических параметров.</li> <li>Установление свойств флюидов и фильтрационно-емкостных характеристик пластов.</li> <li>Уточнение обстановок осадконакопления и генетических типов ловушек.</li> <li>Прогнозирование развития по площади продуктивных горизонтов и пластов, определение положения ВНК, ГВК, ГНК.</li> <li>Ориентировочное определение суммарного резервуара и показателя его эффективного объема, всех типов и размеров залежей.</li> <li>Прогнозная модель месторождения (залижи).</li> <li>Оценка запасов открытых залежей по категории <math>C_2</math> и частично <math>C_1</math>.</li> </ol>
Подготовки месторождений (залижи) к разведке	Оценка месторождений (залижи) и выбор первоочередных направлений разведки	Открытые месторождения (залижи) нефти и газа	<ol style="list-style-type: none"> <li>Детализация строения ловушек, в которых открыты залежи нефти и газа по данным бурения и сейсмических исследований.</li> <li>Определение обстановок осадконакопления, условий формирования, морфологических типов ловушек и типов природных резервуаров.</li> <li>Уточнение положения в разрезе и развития по площади продуктивных пластов, суммарного резервуара и показателя его эффективного объема, определения закономерностей изменения их мощности, фациальных изменений и фильтрационно-емкостных свойств.</li> <li>Предварительное определение типов и размеров залежей, уточнение положения в разрезе и по площади ВНК, ГНК и ГВК.</li> <li>Предварительная модель месторождения (залижи).</li> <li>Подсчет запасов месторождений (залижи) по категориям <math>C_2</math> и <math>C_1</math>.</li> <li>Разделение месторождений на промышленные и непромышленные.</li> <li>Определение местоположения базовых разведочных скважин.</li> </ol>

стадии исследований выделены объекты изучения, сформулированы целевые назначения и геологические задачи (табл. 2—4). Для решения геологических задач определяется рациональный комплекс видов и методов работ. Впервые для всех стадий и подстадий, в отли-

чие от [3], одной из главных геологических задач исследований ставится проблема изучения обстановок осадконакопления, условий формирования и типов ловушек по данным сейсмических и геофизических исследований скважин на основе принципов сейсмостратиграфии,

Таблица 4

**Разведочная стадия (целевое назначение: подготовка месторождений нефти и газа к разработке)**

Объекты изучения	Основные задачи
Промышленные месторождения (залежи)	<ol style="list-style-type: none"> <li>Определение суммарного резервуара и показателя его эффективного объема.</li> <li>Определение положения в разрезе и по площади всех типов залежей.</li> <li>Определение положения ВНК, ГНК и ГВК.</li> <li>Определение и оценка достоверности значений геолого-промышленных, фильтрационных и подсчетных параметров по скважинам и объектам.</li> <li>Окончательная модель месторождения.</li> <li>Подсчет запасов по категории С<sub>1</sub> (80%) и С<sub>2</sub> (20%) и определение коэффициента извлечения.</li> <li>Составление технологической схемы разработки.</li> </ol>

являющихся базисом для создания моделей разного ранга, начиная от модели размещения зон возможного нефтегазонакопления в пределах нефтегазоносных бассейнов и кончая моделью месторождения (залежей).

Учитывая тот факт, что за последние 15 лет при поиске месторождений нефти и газа в СССР только на 32% введенных в поисковое бурение достоверно подготовленных площадей были открыты месторождения [1], а также резко возросшие информационные возможности геофизических методов, предлагается подстадию поисков месторождений (залежей) нефти и газа осуществлять после завершения подстадии поисков перспективных ловушек, проводя их детальное изучение только в случае открытия месторождений, что позволяет на 70% сократить стоимость работ.

Результаты нефтегазопоисковых работ, выполненных в последние годы в шельфовых зонах Охотского моря с использованием данных разведочной геофизики на основе принципов сейсмостратиграфии и широкого внедрения методики прогнозирования продуктивности геологического разреза, позволяют проводить оценку промышленной значимости открытых месторождений и подготовку их к разведке не на разведочной стадии, а на завершающем этапе поисковой стадии, что значительно повышает геолого-экономическую эффективность как стадии подготовки месторождений к разработке, так и всего геолого-разведочного процесса в целом.

Разработанная автором стадийность геолого-разведочного процесса применяется в тече-

ние последних лет при изучении геологического строения, оценке перспектив нефтегазоносности и при поисках и разведке морских месторождений нефти и газа на акваториях Дальневосточных морей. Соблюдение стадийности геолого-разведочного процесса на акватории Охотского моря позволило достигнуть высокой степени изученности района. В результате исследований в разрезе дна Дальневосточных морей выделены регионально прослеживающиеся структурно-стратиграфические комплексы, соответствующие определенным этапам геологического развития региона, получены новые данные по мощности осадочного чехла кайнозойского возраста, в северной части Охотского моря выявлены крупные седиментационные бассейны с мощностью осадочного выполнения 8—10 км, неизвестные ранее и т. д., что позволило в значительной мере пересмотреть оценку перспектив нефтегазоносности региона.

В настоящей работе не характеризуется комплекс геолого-геофизических методов, применяемых на различных стадиях и подстадиях, но следует отметить, что оптимизация и высокая эффективность геолого-разведочного процесса при поисках морских месторождений нефти и газа в значительной степени могут быть достигнуты и достигаются за счет широкого применения геофизических (в первую очередь сейсмических и ГИС) методов, начиная от геолого-прогнозных и кончая разведочными исследованиями. Последние достижения в методике, технике проведения сейсмических исследований и их математической обработке позволяют перейти в настоящее время от линейных к пространственным системам наблюдения, что обеспечивает не только резкое повышение степени достоверности оконтуривания залежей, но и получение емкостных и фильтрационных параметров продуктивных пластов на основе разреженной сети поисковых и разведочных скважин, а в конечном итоге — к созданию 3-мерных моделей залежей и месторождений нефти и газа. Как справедливо отмечают Г. А. Габриэлянц и др.: «Для прогрессивных геологов и геофизиков очевидна необходимость отказа от традиционной практики, когда геофизические методы нацелены главным образом на подготовку структур под глубокое бурение. Изменение стратегии геофизических работ с правильным определением целей, задач и плановых показателей стадии подготовки структур к глубокому бурению с широким внедрением геофизических методов на стадии разведки и подсчета запасов должно повысить эффективность поисково-разведочного процесса за счет сокращения числа малоинформационных (и добавим — общего их количества) скважин и повышения достоверности подсчета запасов нефти и газа» [1, с. 81].

На основе «сквозного» применения сейсмических исследований и их сочетания с данными бурения и ГИС на всех стадиях и подстадиях поиска и разведки объем разведочного бурения был сокращен на 30%, а экономический эффект оценивается в десятки миллионов рублей.

Несомненно, что неуклонное развитие техники и методики геолого-разведочных работ будет оказывать постоянное воздействие на их оптимизацию. Главное — вовремя заметить прогрессивные тенденции и использовать их для практического совершенствования как всего геолого-разведочного процесса, так и составляющих его стадий и подстадий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Габриэлянц Г. Э., Карус Е. В., Кузнецов О. Л. Геофизика и geoхимия при поисках и разведке месторождений нефти и газа.— В кн.: Энергетические ресурсы мира. М.: Наука, 1984.
2. Крылов Н. А. О понятии «направление работ» при поисках нефтяных и газовых месторождений.— Геол. нефти и газа, 1982, № 11.
3. Положение об этапах и стадиях геолого-разведочных работ на нефть и газ.— М., 1983.
4. Ракитов А. А. Философские проблемы науки.— М.: Мысль, 1982.
5. Ракитов А. А. Историческое познание.— М.: Изд-во полит. лит., 1982.
6. Трофимук А. А., Карагодин Ю. Н., Мовшович Э. Б. Методологические вопросы геологии нефти и газа.— Новосибирск; ИГиГ СО АН СССР, 1983.

Трест Дальноречфтегазгеофизразведка  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
13 февраля 1985 г.

УДК 55.001+ [550.8:528] (09)

*Ю. С. Салин***У ИСТОКОВ ГЕОЛОГИИ \***

Основой геологии является геологическая карта. В основе карты, в свою очередь, лежит стратиграфическая схема, которая строится после корреляции выделенных в конкретных разрезах стратифицированных, залегающих один на другом, комплексов. Принципы

корреляции разрезов и построения карты, отображающей поведение стратиграфических подразделений, разработаны еще А. Г. Вернером. Ему принадлежат также модель слоистого строения Земли, многочисленные приемы геологического картирования.

ющийся исходным для дальнейшего использования, нельзя считать эмпирическим. Ясно, что наблюдения производятся в поле — на обнажениях, в шахтах и скважинах. Стратиграфические схемы и геологические карты — это результат некоторой обработки первичных данных. Но само крупно- и среднемасштабное картирование, а также локальная, местная стратиграфическая корреляция со всем их понятийным аппаратом, системой посылок и операций обычно причисляют к инженерии, элементарной технике дела. Подлинно же научная работа начинается после получения геологической карты. Такая популярная точка зрения отражена, например, в широко известном стратиграфическом руководстве Дж. М. Уэллера [41].

В естественных науках, ставших к настоящему времени точными, принято более почтительное отношение к элементарным понятиям и посылкам. Если в физике, например, на понятиях пространства и времени базируется построение понятий скорости, силы, энергии и проч., то никто не пытается отнести пространство и время к простейшей технике измерения, к инженерному обеспечению науки. Пространственно-временные понятия называются в физических науках фундаментальными и ни в коем случае не исключаются из теории. Не менее уважительное отношение сложилось у физиков к исходным посылкам.

Рассмотрим столь же внимательно теоретические основания геологии — понятия, посылки и операции построения геологической карты и схемы стратиграфической корреляции. «Любая геологическая съемка — это исследовательская работа; геолог-съемщик — исследователь... Геологическое картирование есть основа всех геологических работ, независимо от того, „чистые“ они или „прикладные“» [25, с. 129].

Попытаемся выяснить, как методология современного естествознания понимает построе-

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА —  
ОСНОВА ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ ГЕОЛОГИИ**

Практически все действия в геологии предпринимаются либо на базе карты, либо для карты. Основополагающая роль геологической карты может быть выведена из любого определения геологии как науки о строении и развитии Земли. Для реконструкции развития необходимо сначала установить структуру исследуемого объема Земли, являющуюся совокупностью пространственных отношений геологических объектов, представляющих собой также пространственные тела. Выявляются пространственные свойства и отношения геологических тел с помощью геологической карты.

В свою очередь, в основе карты лежит стратиграфическая схема, или схема стратиграфической корреляции: назначение карты — отображать поведение стратиграфических подразделений, стратиграфические же подразделения строятся с помощью корреляции.

Понятия, посылки и операции, используемые при построении геологических карт и корреляции разрезов, присобретают, таким образом, фундаментальное значение. От их объективности, однозначности и эффективности зависят результаты и тех построений, которые в геологии принято почему-то называть теоретическими обобщениями,— это выводы, объясняющие происхождение, эволюцию геологических объектов, причины геологических движений и процессов. Ведь начинаются подобные работы с того, что их создатель в фондах геологического управления собирает «материал» — карты и объяснительные записки к ним.

Использование стратиграфических и геологосъемочных «материалов» в любых обобщающих работах никем и не отрицается. Достаточно очевидно и то, что этот материал, явля-

\* Печатается в дискуссионном порядке.

ние основ естественно-научных теорий, и так ли фактически построена геология, как, скажем, физика; как исторически складывалась теоретическая геология и какова роль А. Г. Вернера в заложении основ этой науки. Последний вопрос важен еще и потому, что на примере Вернера особенно ощутимо несравненно разное значение для геологии структурных и причинно-генетических конструкций. Если вернеровские стратиграфические и геолого-съемочные принципы вошли в золотой фонд геологии и без них не обходится ныне ни один геолог, то произошло это не благодаря, а вопреки его ретроспективным интерпретациям, отвергнутым практически единогласно, сразу и окончательно.

Однако если о взглядах Вернера на происхождение базальта геологи пишут почти так же охотно, как и о разгадывании таинства, где размещались в теле давно вымерших акул-эдестид огромные спирали с многочисленными щипами, то первоистоки теоретической конструкции геологической карты найти гораздо труднее.

## ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Основная задача современной теоретической геологии — установление законов распределения рудных концентраций инерудных минеральныхископаемых в земной коре. Давая такую формулировку, Н. С. Шатский уточняет: «...даже только распределения, а не происхождения» [20, с. 37].

Для анализа распределения и для установления его законов необходимо прежде всего нанести имеющиеся данные на карту. Первые высказывания о полезности использования карт для этой цели А. В. Хабаков [19] находит у Герона Александрийского. Во второй половине XVIII в. появляются площадные карты распространения и границ отдельных пород; замечательным примером может служить карта Восточного Забайкалья на пяти больших листах масштаба 1 : 120 000, составленная Д. Лебедевым и М. Ивановым в 1789—1794 гг. [11]. И, наконец, на рубеже XVIII и XIX веков появляются настоящие геологические карты, на которых отображается распределение стратифицированных, залегающих один на другом, комплексов пород. Как считает А. В. Хабаков [19], наиболее резкое отличие геологической науки XIX в. от науки XVIII в. — именно возникновение геологического картирования.

Несмотря на кажущуюся простоту и самочевидность решения перейти от изображения распространения литологических разностей к нанесению стратифицированных комплексов,

именно здесь и кроются главные теоретические трудности. Конечно, карталитологических разностей не предоставляла почти никаких возможностей для выявления закономерностей в распределении полезныхископаемых. Конечно, наблюдения в областях развития слоистых пород сразу показали, что изменение свойств (в том числе и содержаний полезногоископаемого) вдоль слоя происходит гораздо медленнее, чем попере, что протяжение любой залежи вдоль слоистости гораздо больше, чем попере. И все же, как бы далеко ни простиралась залежь, она всегда имела латеральное ограничение. Наблюдение неизбежно приводило к выводу, что слой (флец, залежь) — тело, в котором длина и ширина много больше толщины. Каким образом отображать в теоретических конструкциях, в моделях природные феномены с явно выраженной тенденцией? Можно в модели строго следовать наблюдениям, стремясь к фотографически точному отображению объекта, не допуская искажения действительности, а можно пойти на явное нарушение соответствия, построив модель как карикатуру на объект, доведя до крайнего выражения самую характерную его черту. Механики Аристотеля и Галилея — Ньютона дают яркие иллюстрации того и другого подхода. В обеих случаях анализируется поведение одного и того же объекта — движение тела, «предоставленного самому себе». Будем по аналогии анализировать поведение геологического объекта — распространение «слоя самого по себе». Аристотель решает проблему в строгом соответствии с наблюдениями. Основной закон его механики: любое тело, предоставленное самому себе, стремится к состоянию покоя. Так же безусловно решают аналогичную проблему и многие геологи, утверждая, что слой — это тело, которое тянется в длину и ширину много дальше, чем в толщину [10]. Возразить невозможно — никакое тело не движется бесконечно долго, в какой-то момент оно останавливается, никакой слой не тянется бесконечно далеко, где-то кончается и он. Но что полезного можно извлечь из приведенных физической и геологической моделей, какие далеко идущие эвристические научные конструкции можно основать на них?

Исследуя творческий метод Ньютона, С. И. Вавилов пишет: «Многие этапы истории науки сопровождались сознательным закрыванием глаз до поры до времени на группы фактов и целые области явлений, усложняющих задачу» [2, с. 53]. Закроем глаза на то, что все тела в конце концов останавливаются, все слои где-то заканчиваются. Это приведет к формулировкам: «Тело, предоставленное самому себе, стремится сохранить свое равномерное и прямолинейное движение». «Слой сам по себе

не имеет латеральных (боковых) ограничений». Да, действительности это не соответствует, но будем действовать методом последовательного приближения к ней: построив исходную модель распространения «слоя самого по себе», обратим внимание на «целые области явлений, усложняющих задачу».

«А по сему под именем слоя можем разуметь все пространство однородной объемлемости земного состава, коего две стороны, большей частью почти параллельные, распространяются в длину и ширину на неизмеримую даль, ежели они не прерываются долинами и плоскими углублениями». Так А. А. Иловский [8, с. 3], излагающий взгляды А. Г. Вернера, определяет понятие слоя. В это определение необходимо добавить для приближения к действительности еще такие разновидности латеральных ограничений слоя, как фациальные замещения и срезания несогласиями (разломами и размывами), но принцип подхода уже достаточно ясен.

Еще важнее для геологии другое. Операции в рамках исходной (без фаций и несогласий) модели можно вести, не считаясь ни с какой изменчивостью, конечно, по двум координатам из трех (по направлению «длины» и «ширины» слоя), ведь в этой модели слои бесконечны и неизменны. А если полагать также, что каждый отдельный слой не имеет вертикальной изменчивости от нижней его границы до верхней, то вся изменчивость будет определяться только порядком смены одного слоя другим, последовательностью напластования. Во-первых, это создает паразитарную простоту описания (последовательность слоев, или стратиграфическая последовательность, сразу позволяет составить представление о геологическом строении описываемого фрагмента земной коры), а во-вторых, дает возможность увязки разрозненных обрывков слоя в единое непрерывное тело путем сравнения последовательности напластования в разных разрезах, т. е. путем стратиграфической корреляции, и выявления в результате этой операции места анализируемого слоя в последовательности. Наконец, это придает геологическим картам объемность, «глубинность», дает уникальную возможность отображать на двумерной модели — в плоскости карты — структуру трехмерного пространства.

### А. Г. ВЕРНЕР И ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИИ

Общепризнано, что модель слоистого строения Земли с латерально бесконечными стратифицированными комплексами принадлежит А. Г. Вернеру. Наиболее четкую ее характеристи-

стику приводит Г. Спенсер: «По всему пространству земного шара те же непрерывные слои лежат один на другом в правильном порядке наподобие лепестков луковицы» [17, с. 292].

Современники Вернера и последующие поколения геологов не смогли понять и оценить значение модели. Правильно определяя ее роль как основы стратиграфии, Н. А. Головкинский выставляет весьма показательную оценку, типичную для того времени: «Послойно параллелизум формации одной страны с формациями другой, мы обыкновенно не объясняем оснований, на которых держится наш метод, как будто он прост и непогрешим, как аксиома. А всмотревшись ближе, и возникает подозрение, что это не аксиома, а остаток полупоэтических, полуневежественных старых воззрений, по которым наружная часть земного шара состояла из непрерывных, концентрических, всюду одинаковых слоев» [4, с. 407]. История дискредитации вернеровской модели ведет свое начало от Ч. Лайеля [32], считавшего построения А. Г. Вернера наивными, поспешными.

Выяснение роли А. Г. Вернера в построении теоретических основ геологии сопряжено со значительными трудностями. Главная из них — необходимость составлять представление о его конструкциях по чужим переложениям. «Вернер питал сильное отвращение к письменному труду; он написал только одно драгоценное сочинение о металлоносных жилах, и затем его уже никогда нельзя было убедить написать что-нибудь, кроме немногих и коротких заметок, не содержащих развития его общих воззрений» [9, с. 51].

Перу А. Г. Вернера принадлежат две работы, содержащие развитие его общегеологических воззрений, ряд важнейших определений, классификаций и посылок [42, 43]. Основной же источник информации о вернеровских построениях — это записи лекций «великого оракула геологии» [27], сделанные его учениками и последователями. Наиболее представительными среди них признаются [29, 31, 44] — изложение Ф. А. Ройssa на немецком языке, Добюиссона де Вузена на французском (русский перевод [6]), Р. Джеймсона на английском, а также А. Ф. Севастьянова на русском [14]. Полнейшим и самым надежным [34, 44] является восемьтомный «Учебник минералогии» Ф. А. Ройssa; два последних тома этого учебника посвящены вернеровской геогнозии [37]. Многочисленны также другие, менее систематические воспроизведения вернеровского учения. Наконец, существуют публикации по результатам изучения рукописного наследия А. Г. Вернера и документов Фрейбергской горной академии [38, 39].

Чтобы объективно оценить значимость вклада «фрейбергского реформатора» [12] в современную геологию, надо отделить модель от других построений и представлений саксонского профессора, который был еще и главой лагеря нептунистов. Будем оценивать по отдельности: 1) вернеровскую модель, как чисто геометрическую (точнее, топологическую) конструкцию — систему стратифицированных (залигающих один над другим) частей пространства, в одинаковом порядке протягивающихся бесконечно по латерали; 2) конкретное вещественное выполнение стратиграфических подразделений; 3) вернеровские принципы корреляции по латеральному постоянству и сходству порядка залегания; 4) вернеровскую структурную геологию; 5) его методику геологического картирования; 6) полевую геологию; и наконец, 7) вернеровские историко-генетические интерпретации.

Проще определиться с последними и не в том смысле, чтобы сформулировать и обосновать собственное мнение — какое из направлений лучше: «реакционный нептунизм», «отсталый катастрофизм» или «передовой эволюционизм» [18, с. 75], скорее, наоборот, чтобы отказаться от анализа любых интерпретаций в пользу структурного инварианта, остающегося незыблемым, как его ни истолковывай. Между тем более всего повредил авторитету А. Г. Вернера именно его нептунизм, который для многих заслонил все его действительные заслуги перед геологией.

Господствует точка зрения, что вернеровская модель — лишь плод ограниченности регионально-геологических познаний ее автора, который сначала не догадывался о латеральной изменчивости и вертикальной повторяемости формаций, а затем не смог отказаться от своей однажды разработанной системы, потому что она представлялась удобнейшей [31].

Даже если бы и в самом деле единственной эмпирической основой для А. Г. Вернера послужила Саксония, при построении модели это совершенно естественно: «...какой-нибудь маленький клочок земли, на котором природа соединила много формаций, может, — считает А. Гумбольдт — подобно настоящему микрокосму, натолкнуть опытного исследователя на очень правильные соображения об основных истинах геологии» [5, с. 290]. Факты же говорят о другом. Хотя сам А. Г. Вернер не выезжал за пределы Германии, использовал он результаты геологических наблюдений по многим регионам. Много путешествовали, проводя геологические исследования, его ученики. «В странах, исследовать которые ему не было дано, он подготовил часть сделанных в них затем открытий» — утверждает А. Гумбольдт [5, с. 290]. Л. фон Бух выезжал в Италию,

Францию, Скандинавию, чтобы изучить геологическое строение этих стран методами А. Г. Вернера [22, 23, 40, 44]. Еще больше путешествовал А. Гумбольдт. Ученики А. Г. Вернера работали также в России, Англии, Испании и ее заморских территориях и т. д. и т. п. Многие результаты их исследований становились известными учителю «...и подавали ему случай поправлять свою геогнозию; но большая часть их служила ему сильною подпорою» [16, с. 17]. А. Гумбольдт консультировался с А. Г. Вернером при подготовке своих публикаций [34]. О. Вагенбрет, занимавшийся специальными историческими изысканиями по этой теме, приходит к выводу: «Решающим для Вернера аргументом, что время для такой попытки созрело, было его предположение, базирующееся на сообщениях исследователей-путешественников, что в других (также и еще неизученных) странах не должно быть никаких существенно иных толщ, чем в Европе и Германии» [39, с. 107].

Таким образом, вернеровская модель базировалась не только на данных собственных наблюдений ее автора, а на всем фактическом материале современной А. Г. Вернеру геологии. Модель оказалась поразительно устойчивой, что признавали даже многие ее противники.

Отметив, что геологи на словах отвергают принципы, которыми на деле пользуются, Г. Спенсер заключает: «...хотя гипотеза луковичных лепестков и умерла, но дух ее продолжает жить каким-то трансцендентальной жизнью в умозаключениях даже ее противников» [17, с. 293].

Модель «луковичных лепестков», как называет ее вслед за Ч. Лайелем Г. Спенсер, никогда не умирала. В последующие этапы развития геологии роль «луковичных лепестков» от литостратиграфических перешла сначала к биостратиграфическим, а затем к хроностратиграфическим подразделениям. Положение о всемирной универсальности стратиграфических подразделений отстаивают и К. В. Симаков, В. И. Оноприенко: «Это положение, с некоторыми изменениями, связанными с заменой литологического критерия индивидуализации стратонов палеонтологическими, в начале XIX в. было воспринято сторонниками теории катастроф. В дальнейшем оно было закреплено в решениях второй сессии МГК (Болонья, 1881 г.), признававших всемирное распространение даже наименее мелких стратонов» [15, с. 37, 38].

Геометрический характер самой модели, ничуть не изменился от замены «критерия индивидуализации стратонов» — ведь и временные подразделения тянутся, не выклиниваясь, не расщепляясь и не замещаясь, в одинаковом

порядке вокруг земного шара, как им и предписано «луковичной моделью». Авторы фундаментальных моделей, способные сделать «великий шаг в сторону» и «закрыть глаза до поры до времени на группы фактов и целые области явлений, усложняющих задачу», не теряют из виду эти факты и явления. Предельно простой была лишь исходная модель. Понятия фаций и несогласий введены в нее самим основоположником в качестве усложнений и дополнений.

Говорить, как это делает в полном согласии с большинством интерпретаторов вернеровского наследия О. Вагенбret [39], что открытие явления фациальных замещений означало опровержение «луковичной модели», все равно, что утверждать, будто открытие сопротивления среды противоречило галилеевско-ньютоновскому закону инерции. Даже в приводимой О. Вагенбretом вернеровской формулировке говорилось, что в каждый временной отрезок образовывалась *чаще всего* (т. е. не всегда!) свойственная для него горная масса [39]. Убеждает, что это не случайная оговорка и «Учебная книга геогнозии» — одно из наиболее представительных изложений вернеровского учения: «Здесь осаждался гранит [с точки зрения нептунизма — осадочная порода], а немного далее происходил в то же время слюдяный сланец...» [6, с. 282]. Сам А. Г. Вернер говорил о горных массах, формировавшихся не только непрерывно (*fortdauernd*), но и «по одинарке» (*einzel*) [14, 36, 39]. Правда, О. Вагенбret интерпретирует понятие горных масс, образовавшихся «по одинарке», не как фации, а как линзы, но и он не смог обойтись без изображения одновозрастных линз разного литологического состава, т. е. опять-таки фаций [39, с. 99, рис. 4, 1, а]. Понятие же о несогласиях и многих других явлениях геологической структуры разработаны были А. Г. Вернером тщательно и детально.

Пожалуй, единственным геологом, правильно оценившим «луковичную модель», был Карл фон Циттель. В вернеровской конструкции он видел идеальную картину строения земной коры, неограниченно применимую и приспособленную к преобразованиям [44]. Введение в нее фаций, несогласий и прочего многообразия геологической действительности как раз и означало развитие исходной простейшей модели в последовательность усложняющихся моделей.

Заканчивая рассмотрение «луковичной модели», уместно упомянуть, что устроенной по тому же образу и подобию А. Г. Вернер представлял не только земную кору, но и Землю в целом. Согласно его взглядам наша планета состоит из концентрических оболочек, распределенных по удельному весу: эфир, воздух, вода, земляные и каменные массы [39].

Нашлось место в геологической теории как в начале XIX, так и в конце XX века и самим стратиграфическим подразделениям, выделенным А. Г. Вернером. В 1787 г. он предложил возрастное расчленение на следующие главные подразделения (*Hauptabteilungen*): первоначальные, флеевые, вулканические и намывные горные толщи (*Uranfängliche, Flöz-, vulkanische und aufgeschwemmte Gebirgsarten* [42]). В 1796 г. между *Uranfängliche* и *Flözgebirge* были введены переходные толщи — *Übergangsgebirge*, а вулканические и намывные толщи поменялись местами [31]. В этом виде вернеровская систематика получила широкое распространение [24, 31, 37, 39, 44].

Такая материальная реализация модели — последовательность литологически неизменных стратиграфических подразделений, протягивающихся в одинаковом порядке по всей изучаемой территории — вполне подходила в качестве региональной схемы для Средней Германии. «Вернеровское возрастное расчленение этих пород, дополненное после 1787 г., вполне соответствовало действительности и позднее, в XIX в., нуждалось лишь в детализации» [39, с. 117].

Более неожиданно, что та же схема была использована и для изучения геологического строения других регионов — Северной и Южной Америки, Урала, Сибири и др., что может служить достаточно ярким свидетельством приемлемости вернеровской классификации.

Сделав свое дело, допотопные *Gebirge* вполне могли бы кануть в Лету как продукт эпохи становления геологической науки. Тем не менее существует и такая точка зрения: «Мы находим у Вернера 1787 сегодняшнее расчленение истории Земли намеченным верно по крайней мере в общих чертах...» [39, с. 119].

## НАЧАЛА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Из принятия «луковичной модели», сущностью которой являются вертикальный порядок и латеральное постоянство, естественным образом вытекали принципы корреляции и прослеживания выделенных геологических тел, другими словами, основные посылки стратиграфии. «Стратиграфия имеет свои источники в немецкой школе вернеровской геологии», — пишет Дж. М. Уэллер [41, с. 563], характеризуя вернеровский подход к корреляции: «Корреляция производилась по литологическому сходству и стратиграфическому порядку» [41, с. 26]. Формулировку того же принципа корреляции, в котором О. Вагенбret видит «аксиоматическое основание вернеровской нептунистической истории Земли», он находит в рукописях самого саксонского профессора: «...оче-

видно, формировались в разные временные отрезки разные, а в каждый отрезок времени чаще всего свойственная для него горная масса» [39, с. 120].

Принцип корреляции по латеральному постоянству и сходству порядка залегания никогда не отвергался, без него немыслимы ни стратиграфия, ни картирование, ни геология в целом. Литологическое же сходство само по себе, вне зависимости от порядка залегания, не было для А. Г. Вернера критерием корреляции — среди одинаковых пород он различал, к примеру, «первозданный трапп», «переходный трапп», «флецовый трапп» [31]. Известняк появлялся в построенной им возрастной последовательности не менее двенадцати раз [14]. В цветовой шкале, разработанной А. Г. Вернером для раскрашивания геологических карт [21, 36, 38], одни и те же породы, занимающие разные места в хронологической последовательности, обозначались разными цветами: первозданный известняк молочно-белым, переходный — индиго-голубым с коричневым оттенком, древний флецовый — тем же цветом, что и переходный, но более светлого тона, раковинный — голубым, меловая формация — светлым молочно-белым и т. д. [36].

Не говоря уже о том, что корреляция и прослеживание по сходству пород, занимающих одинаковое место в последовательности залегания, остается до сих пор ведущим методом крупно- и среднемасштабного картирования, после А. Г. Вернера литологическое отождествление находило применение и в межрегиональной корреляции. Например, по литологическому сходству Р. Мурчисон сопоставлял отложения Шотландии и Рейнской области, Англии и Урала, Северной и Южной Америки. «Такая синхронизация предполагает тайное верование, что известные минеральные признаки свойственны известным минеральным эпохам» [17, с. 287].

Методика литологического расчленения и прослеживания выделенных стратиграфических подразделений у А. Г. Вернера была, скорее, формационной, так как различались в его стратиграфических схемах именно совокупности, комплексы пород, а не их отдельные разности. Другими словами, это была та самая методика, которая используется и ныне при выделении свит и пачек в крупно- и среднемасштабном картировании. Без всего этого набора понятий и приемов невозможно сейчас представить геологическую съемку.

Формации А. Г. Вернера понимал как закономерные соотношения пород, согласно напластованных [6, 14, 36, 37]. Для формации, например, флецового траппа типично сочетание базальта, вакки, глины и песка [31]. «Пласти

с пластами песчаника и сланцеватой глины. Пласти трех сих пород составляют совокупность своею обширную каменно-угольную формацию и суть существенные члены оной» [6, с. 278]. В формации выделялись также подчиненные и случайные пласти [6].

Основоположник стратиграфической корреляции отмечал, что флецовые толщи отличаются от первозданных более известковистым и глинистым составом, большим количеством окаменелостей, наличием некоторых пород, отсутствующих в первозданных толщах: каменного угля, мела, соли, гипса. Пытался он найти и различия одноименных разновозрастных пород: флецовый известняк, по А. Г. Вернеру, отличается своим серым или пестрым цветом, присутствием остатков морских организмов, переслаиванием с мергелем и «вонючим камнем» (Stinkstein [42]). Среди флецовых пород различались по возрасту древний песчаник — мертвый красный лежень (alter Sandstein — rothes Todtligendes) — от пестрого песчаника (bunter Sandstein), древний флецовый известняк (alter Flotzkalk) от раковинного (Muschelkalk) [44] и «повсюду образований меловых гор» [14].

«Изучение архива Вернера показало, что вопреки существовавшему на его счет мнению он большое значение придавал окаменелостям. В 1790 г. он сформулировал по современной терминологии „биостратиграфический принцип“, рассматривая окаменелости с биостратonomической и палеогеографической сторон и связывая происхождение и изменение организмов с историей земли» [3, с. 80].

Замена литологических признаков палеонтологическими ничего не меняет ни с принципиальной, ни с методической стороны. Общая формулировка: корреляция производится по сходству тех признаков, которые в разных разрезах обнаруживают одинаковую последовательность вертикальной смены. На этом равноправии любых — литологических, палеонтологических, геохимических, геофизических — признаков построен спустя 200 лет после А. Г. Вернера и современный алгоритм стратиграфической корреляции [13 и др.].

## ЗАРОЖДЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Так как главной во всех его построениях была слоистая структура Земли, то А. Г. Вернер постоянно направлял внимание своих учеников на изучение взаимоотношений наслойния и залегания. В оценке его роли как основоположника и пропагандиста точных методов наблюдения слоистых толщ нет разногласий [8, 26, 30, 31, 33, 39, 44]. Для описания наблюдаемых явлений геологической структуры

А. Г. Вернер создал язык, употребляемый и поняне как в научных текстах, так и в практике полевой геологии. Однако было бы неверно рассматривать понятийно-терминологическую систему только как средство фиксации, передачи и хранения информации. Существующий язык предопределяет и всю программу, само содержание наблюдений.

Прежде чем определять привычные сегодня понятия структурной геологии, предстояло выделить геологические объекты, только для которых эти понятия имели бы смысл. Геолога двадцатого века приведет в недоумение вопрос: можно ли применять термины «последовательность напластования», «нормальное залегание», «согласный комплекс», «антиклиналь» и т. п. по отношению к чему-то другому, чем слоистая структура? Но в довернеровской геологии этот объект еще не был выделен из множества любых геологических тел, и слои не были отделены от жил. По традиции, восходящей по крайней мере к Г. Агриколе [1], слоями назывались пологозалегающие жилы или, наоборот, жилами назывались крутопадающие слои.

Заслуга разделения слоистых и жильных комплексов принадлежит А. Г. Вернеру: «Он обратил внимание на различие между слоями и жилами» [30, с. 24]. Свое «драгоценное сочинение о металлоносных жилах» [9, с. 52] А. Г. Вернер начинает, как и прочие свои работы, с определения основных понятий и формулировки исходных посылок (его общее замечание — «Наипаче нужно при изучении Геогнозии всегда помнить главнейшие понятия и первые начала, самое основание сей науки составляющие» [14, с. 29]): «Жилы — это плиообразные особые месторождения окаменелостей [минеральные тела], которые почти всегда пересекают слои пород, и поэтому залегают с ними несогласно, а также заполнены более или менее отличной от этих пород массой. Слои пород — это однородные горные массы, расчлененные параллельными разделами на более или менее мощные параллельные плиообразные массы» [43, с. 2].

Далее для слоистых комплексов, отделенных таким образом от жил, вводились понятия слоистости (*Schichtung*), мощности (*Mächtigkeit*), положения (*Lage*) и залегания (*Lagerung*). Последнее понятие включало в себя отношения возрастной последовательности (*Altersfolge*) и переслаивания (*Wechsellagerung*).

Кроме книги А. Г. Вернера «Новая теория происхождения жил» [43], его структурно-геологические понятия довольно детально анализируются во многих работах [6, 14, 28, 30, 31, 36, 37, 39, 44].

Прежде всего обращает на себя внимание очень широкий охват разных уровней органи-

зации неживой материи. А. Г. Вернер различает химическое строение, структуру минералов, пород, пластов, формаций, свит формаций или «гор» (*Formationssuiten oder Gebirge*), Земли в целом. Переходя от строения пород к строению пластов, он подчеркивает, что слоистость надо отличать от похожей на нее и имеющей ту же ориентировку сланцеватости [43, с. 3].

Три важнейших введенных им понятия структурной геологии — простижение (*Streichen*), падение (*Fallen*) и угол падения (*der Winkel des Fallens*) объединяются как «три главных отношения слоев» [30]. Из вернеровской геогнозии вошли в современную структурную геологию такие классы складок (*Biegungen der Schichten*), как антиклиналь и синклиналь: выпуклый (*convex*) и впалый (*concave*) выгиб гор; для антиклинали были предложены названия горба (*Buckel*) и накрываального наложения (*Mantel*), для синклинали — корыта или котла (*Mulde*), менее известное название синклинали — ванна (*Wanne*). Складка, изогнутая в двух направлениях, «представляющая подобие ослиной спины», названа седлом (*Sattel*). В «Геогнозии» А. Ф. Севастьянова приводится диагностическое описание антиклинали и синклинали в плане: «При круглых и продолговатых котлообразных наложениях [синклиналях] как трещины [разделы] слоев, так и самые слои все единообразно [согласно] к средине наклоняются, и окончания [выходы] слоев, после всех образовавшихся, лежат ближе всех прочих к средине углубления; противное сему случается при накрываальном наложении [антеклинали], ибо здесь как слои, так и трещины лежащей сверху массы таким образом раздвигаются или расходятся между собой в стороны, что окончания слоев, которые последние образованы были, отстоят далее всех прочих от средины накрываального наложения» [14, с. 153]. В статье С. Дунина-Борковского приведены рисунки антиклинали и синклинали в плане [28, рис. 12, 13], и выглядят там эти структуры в точности так же, как и на любой современной геологической карте.

Для введенных А. Г. Вернером понятий согласного и несогласного залегания слоистых комплексов (*gleichförmige und ungleichförmige oder abweichende Lagerung*) им предложены безупречные, вполне современные определения через параллельность и непараллельность поверхностей напластования, дана историко-генетическая интерпретация событий, сформировавших эти типы взаимоотношений.

Разлом (*Sprung, Verwerfung*) определен по соотношениям слоев по разные стороны от трещины (*Gang — жилы*): «Хотя флецы или слои лежат по обе стороны жилы в одинако-

вом порядке и имеют одинаковую мощность, они находятся на одной стороне много выше, чем на другой» [37, с. 700].

Без всех названных и многих других введенных А. Г. Вернером структурно-геологических понятий невозможно представить современную геологию.

## НА ЗАРЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

«Наконец, все должно быть приведено в систематический порядок и нужно сочинить всему карту. На карте должно известными и определенными цветами означить все горы [Gebirge, Formationssuiten, т. е. стратиграфические подразделения], в исследуемой стране простирающиеся» [14, с. 223]:

Главное, что делает геологическую карту геологической — это стратиграфическая схема. А. Г. Вернеру принадлежат не только заложения теоретических основ, но и разработки конкретных приемов методики геологического картирования.

В школе А. Г. Вернера «...местный стратиграфический разрез, основанный на принципе напластования, строился на основе полевых наблюдений» [41, с. 563]. Для описания последовательности слоев и структурной характеристики обнаженных геологических тел А. Г. Вернер использует многие понятия, часть из которых упомянута в предыдущем разделе. Он анализирует поведение на обнаженной поверхности горизонтальных, наклонных и вертикальных слоев, выделяет и описывает многочисленные ситуации согласного и несогласного залегания толщ горных пород (Gebirgsmassen), классифицирует поверхности несогласий по их конфигурации и взаимоотношениям перекрывающих (Auflagerungsgebirge) и подстилающих (Grundgebirge) толщ.

«Вернер сам начал в 1798 г. геологическую съемку Саксонии, которую можно рассматривать как непосредственную предшественницу государственного специального картирования 19-го столетия» [39, с. 146]. В истории геологии это была первая работа по планомерному региональному изучению всей территории целой страны [26, 35, 38]. Съемки выполнялись силами вернеровских учеников под его непосредственным руководством. Работа имела многоцелевой характер. Предусматривалось пополнение эмпирической базы теоретической геологии, приращение знаний о полезных ископаемых Саксонии, повышение уровня практической подготовки фрейбергских «академистов», создание инженерного корпуса для королевской горной службы Саксонии [38, 39].

Для производства съемки была издана на 166 листах *in folio* всеобъемлющая инструкция (*Hauptbericht*) или, по-нынешнему, «Ме-

тодические указания», где излагались для непосредственных исполнителей предписания по методике картирования и полевой работы. Инструкция составлялась ближайшим помощником А. Г. Вернера, впоследствии его преемником, К. А. Кюном под руководством самого шефа Горной академии [38].

Съемкой была охвачена вся Саксония и отдельные части сопредельных стран (в случае, если этого требовали интересы познания геологической целостности). Территория делилась на 107 районов (Distrikte) с таким расчетом, чтобы один «лист» мог быть закартирован двумя специалистами за 6—8 недель полевого времени. Исполнитель в маршруте записывал свои наблюдения в дневник, где фиксировались состав пород, условия залегания, отношения стратиграфической последовательности, распространение и границы геологических тел. Обязательным считалось составление маршрутной карты, в необходимых случаях — профилей: Каждый день после маршрутов не менее четырех часов отводилось на обработку наблюдений. Записи по памяти не допускались. По завершении изучения «листа» ответственный исполнитель представлял письменный отчет с приложением карты и собранного фактического материала.

Всю работу планировалось завершить не позднее рождественской ночи 1817 г. Однако в связи с наполеоновскими войнами, болезнью и последовавшей за ней смертью А. Г. Вернера планы не были выполнены. Заканчивать съемку пришлось вернеровским ученикам и последователям К. А. Кюну и К. Ф. Науману, а также ученику К. А. Кюна, «духовному внутреннему» [40, с. 170] А. Г. Вернера Б. фон Котту. Лишь к 1845 г. составление геологической карты Саксонии в 20 листах было закончено [26, 35, 38, 39, 44].

В качестве последнего штриха, убеждающего как много современная геология унаследовала от А. Г. Вернера, хотелось бы привести еще одну цитату: «Простижение прослоев и слоев означать можно линиями, а падение оных стрелами, которые туда должно обращать концом, куда оные имеют направление. А дабы при сем означить большую или меньшую степень падения слоев, то можно стрелки проводить длиннее и короче. Для означения горизонтального положения можно употреблять следующий знак +, а вертикального —» [14, с. 223].

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТИНА МИРА

Модель слоистого строения Земли, принципы картирования, структурная геология и методика геологического картирования составляли у А. Г. Вернера единое целое, то, что принято называть картиной мира. «Вернеровская

геологическая картина мира была так законченно ясна и так эффективна в качестве рабочей гипотезы, что она могла применяться в практике, особенно в практике горного дела, лучше, чем другие теории того времени» [39, с. 148]. И. Ф. Зубков [7, с. 205] считает, что А. Г. Вернер «...шагнул от полуфантастических теорий Земли и цеховых умений горняков к системе знаний о земной коре». Если прежде существовала непреодолимая пропасть между учеными и горняками, причем первые писали, а вторые знали и умели, то в 1780 г. новая наука «геогнозия», созданная А. Г. Вернером, объединила все, что было известно о Земле [31].

«И так люди уже много знали о составе Земного Шара; но наука о внутреннем строении его все еще не существовала. Не было человека, который бы совокупил отдельные сведения, приобретенные опытом, сравнил бы их между собою, который бы вывел из них общие следствия, и от заключений восходя к заключениям, остановился бы на тех общих непреложных зачонах, которые представляет

нам внутренность Земли по всему пространству Земного Шара. Наконец, судьба определила к исполнению сего великого дела, Вернера...» [16, с. 11].

Даже Ч. Лайель вынужден признать очевидные заслуги А. Г. Вернера: «Он обратил внимание не только на состав и внешние признаки минералов, но и на так называемую им «геогнозию» или естественное положение минералов в свойственных им горных породах, вместе с группировкою этих горных пород, с их географическим распределением и сомножеством других разнообразных отношений. Эти явления, замеченные в строении земного шара, служили до сих пор только темою для философских прений; но когда Вернер указал на приложимость их к практическим целям горного дела, то они тотчас же сделались в глазах обширного класса людей существенной частью их научного образования» [9, с. 51].

Понятно, что полученные А. Г. Вернером результаты сразу нашли применение в теории и практике геологии, получившей мощный импульс для ускоренного развития [7].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Агрикола Г. О горном деле и металлургии.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
2. Вавилов С. И. Исаак Ньютона.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.
3. Высоцкий Б. П. Проблемы истории и методологии геологических наук.— М.: Недра, 1977.
4. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна.— В кн.: Материалы для геологии России. Спб., Минералог. об-во, 1869.
5. Даннeman Ф. История естествознания. Т. III.— М.—Л.: ГОНТИ, 1938.
6. Добиуссон де Вузен Ж. Ф. Учебная книга геогнозии.— СПб., 1830.
7. Зубков И. Ф. Проблема геологической формы движения материи.— М.: Наука, 1979.
8. Иовский А. А. Опыт руководства к познанию внутреннего строения и образования земного шара.— М., 1828.
9. Лайель Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. 1.— М., 1866.
10. Общая стратиграфия (терминологический справочник).— Хабаровск: Кн. изд-во, 1979.
11. Пресняков Е. А. О геологической съемке восемнадцатого века в Нерчинском округе.— Геол. вестник. Т. V, 1926—1927, № 4—5.
12. Райков Б. Е. Русские биологи-эволюционисты до Дарвина. Т. 1.— М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1952.
13. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция.— М.: Недра, 1983.
14. Севастьянов А. Ф. Геогнозия, или наука о горах и горных породах.— СПб., 1810.
15. Симаков К. В., Оноприенко В. И. Начальный этап становления представлений о временной определенности геологических объектов.— В кн.: Развитие учения о времени в геологии. Киев: Наукова думка, 1982.
16. Соколов Д. И. Успехи геогнозии.— Горный журнал, 1825, № 1.
17. Спенсер Г. Нелогическая геология. Собр. соч. Т. 3.— СПб., 1866.
18. Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Краткий очерк истории геологии.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.
19. Хабаков А. В. Очерки по истории геолого-разведочных знаний в России.— М.: Изд-во МОИП, 1950.
20. Шатский Н. С. Современная геология. Избр. труды. Т. IV.— М.: Наука, 1965.
21. Boue A. Guide du géologue-voyageur, t. 1.— Paris, 1835.
22. Buch L. von. Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien.— Berlin, 1809.
23. Buch L. von. Voyage en Norvege et en Laponie.— Paris, 1816.
24. Brochant A. J. M. Traité élémentaire de Minéralogie, suivant les Principes du Professeur Werner.— Paris, 1808.
25. Bülow K. von. Geologisch Kartieren.— Grundlage und Ziel der Nachwuchsbildung.— Zeitschr. für angew. Geologie, 1955, h. 3/4.
26. Cotta B. von. Die Geologie der Gegenwart.— Leipzig, 1874.
27. Cuvier G. Recueil des éloges Historiques lus dans les séances publiques de l'Institut Royal de France, t. 2.— Strasbourg, Paris, 1819.
28. Dunin-Borkowski S. Observations générales sur les Rapports des différentes structures de la Terre, d'Apres la Theorie de Werner.— Journal de Physique, de Chimie, d'Histoire Naturelle et des Arts.— Paris, t. LXIX, Juillet, 1809.
29. Grunewald V., Guntau M. Bibliographie der Arbeiten von Abraham Gottlob Werner und der Publikationen zu seinem wissenschaftlichen Auffassung und seiner Person.— In: Abraham Gottlob Werner. Gedenkschrift aus Anlass der Wiederkehr seines Todestages nach 150 Jahren am 30. Juni 1967. Leipzig, 1967.
30. Hummel K. Geschichte der Geologie.— Berlin und Leipzig, 1925.

31. *Keferstein Ch.* Geschichte und Literatur der Geognosie.— Halle, 1840.
32. *Lyell Ch.* Principles of Geology. V. 1.— London, 1840.
33. *MacLure W.* Observations on the geology of the United States of America.— Philadelphia, 1817.
34. *Ospovat A. M.* Wernerian Influences in the Geological Literature of the Western Europe.— In: Abraham Gottlob Werner. Gedenkschrift aus Anlass der Wiederkehr seines Todestages nach 150 Jahren am 30. Juni 1967. Leipzig, 1967.
35. *Pietzsch K.* Geologisches Kartieren im Gebirgsland früher und künftig.— Zeitschr. für angew. Geologie, Heft 3/4, 1955.
36. *Pusch G. G.* Geognostischer Katechismus oder Anweisung zum praktischen Geognosiren für angewandte Bergleute und Geognosten.— Freiberg, 1819.
37. *Reuss F. A.* Lehrbuch der Mineralogie. Dritter Theil (Lehrbuch der Geognosie). B. 1, 2.— Leipzig, 1805—1806.
38. *Schellhas W.* Abraham Gottlob Werner als Inspektor der Bergakademie Freiberg und als Mitglied des Sachsischen Oberbergamts zu Freiberg.— In: Abraham Gottlob Werner. Gedenkschrift aus Anlass der Wiederkehr seines Todestages nach 150 Jahren am 30. Juni 1967. Leipzig, 1967.
39. *Wagenbreth O.* Abraham Gottlob Werners System der Geologie, Petrographie und Lagerstättenlehre.— Ibid.
40. *Wagenbreth O.* Werner-Schüler als Geologen und Bergleute und ihre Bedeutung für die Geologie und Bergbau des 19 Jahrhunderts.— Ibid.
41. *Weller J. M.* Stratigraphic Principles and Practice.— N. Y., 1960.
42. *Werner A. G.* Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten.— Dresden, 1787.
43. *Werner A. G.* Neue Theorie von der Entstehung der Gänge.— Freiberg, 1791.
44. *Zittel K. von.* Geschichte der Geologie und Palaeontologie bis Ende des 19 Jahrhunderts.— München und Leipzig, 1899.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
28 февраля 1985 г.

## ДИСКУССИЯ

Основная цепность статьи Ю. С. Салина — анализ научного наследия одного из корифеев геологии А. Г. Бернера в связи с проблемами геокарттирования. В работе использованы многочисленные иностранные источники.

### Главные замечания

1. Геологическими картами названы стратиграфические карты (что отвечает еще до конца не изжитой традиции прошлого века, когда иные карты почти не составлялись). Но такая терминология не рациональна. Карты плутонов и любых других интракrustальных тел, разломов, литологические (вещественные) карты и т. д. не являются стратиграфическими, но относятся к классу геологических.

2. Стратиграфические (геологические, по Ю. С. Салину) карты справедливо названы теоретическими конструктами. Действительно, прошлое время не может быть предметом полевых наблюдений, и стратиграфические карты неизбежно есть результат реконструкций. Поэтому они не могут быть единственной основой геологии. Современная геология все чаще обращается к эмпирическим (структурным, вещественным, структурно-вещественным и др.) картам, отображающим сегодняшнюю реальность и не содержащим реконструкций.

3. В статье сочувственно цитируется К. Бюлов: «Любая геологическая съемка — это исследовательская работа...». Это не совсем так, хотя бы потому, что съемкой занимаются производственные, а не исследовательские организации. Исследование ведется в основном при разработке легенд и стратиграфических схем, при съемке опорных листов (последняя проводится, к сожалению, далеко не всегда). Затем снимается серия листов и, как показывает практика, съемщики при этом «втихомодятся» в легенды и схемы, в разработке которых они, как правило, не участвовали.

4. Концепция слоистой структуры Земли — детище не одного Вернера (немалый вклад внесли его предшественники — Декарт, Кирхер, Стено, Ардуино, Ломоносов и др.). Но не менее важной является радиальная, точнее, неслоистая структура Земли (дизъюнктивы, в том числе конседиментационные разломы, дайки, жилы и т. д.). Эти две структуры не сводятся друг к другу, а являются взаимодополняющими, образуя радиально-слоистую структуру Земли. Одно из первых проявлений радиальной структуры, с которым столкнулись геологи, — стратиграфические фации. Но это только «верхушка айсберга», ибо изучение этой структуры затруднено, поскольку она вуалируется слоистой. Преувеличение роли последней создает трудности и в самой стратиграфии, в частности, ведет к отрицанию существенности местных и региональных стратонов, к замене их глобальными стратонами, хотя они не сводимы друг к другу, как это ныне признано в «Стратиграфическом кодексе СССР».

ИТИГ ДВНЦ АН СССР

Р. Ф. Черкасов

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.831.01.072:550.834.05:553.45(571.62)

*Л. И. Брянский, В. А. Бормотов*ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ  
КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Приведены результаты комплексного изучения глубинного строения Комсомольского рудного района по данным гравиметрии и МОВЗ. МОВЗ позволил существенно уточнить геометрию блоково-слоистой структуры земной коры и морфологию гранитоидного plutона, с которым предположительно связано оруденение. Путем закрепления геометрии плотностного раз-

Совершенствование методики физико-геологического моделирования глубинной структуры рудных районов (ГСРР) имеет большое значение для увеличения эффективности средне- и крупномасштабного прогноза эндогенного оруденения.

В настоящее время основную информацию о ГСРР получают по материалам интерпретации среднемасштабных гравиметровых съемок. Однако глубинность результатов таких исследований и их достоверность обычно оказываются недостаточными в связи с отсутствием необходимой дополнительной ограничивающей информации.

В Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР изучается возможность применения метода обменных волн от землетрясений (МОВЗ) для изучения ГСРР. Результаты его применения к Комсомольскому рудному району (КРР) [8] позволили установить, что метод выявляет некоторые характерные особенности геометрии границ земной коры, которые можно использовать для уменьшения неоднозначности гравитационного моделирования.

КРР расположен на участке сочленения Банданско-Горинского антиклиниория с Горинским синклиниорием. В пределах собственно рудного района развиты преимущественно юрские флишоидные толщи с наложенными на них вулканиотектоническими структурами меловых вулканитов среднего и кислого составов [1].

В рассматриваемом районе выявлен ряд оловорудных месторождений кассiterит-сульфидной и кассiterит-силикатной формаций [5].

КРР пересечен профилем ГСЗ [7], с которым почти совмещен профиль МОВЗ, выполненный с большей детальностью. Сейсмический разрез МОВЗ, составленный по наблюдениям

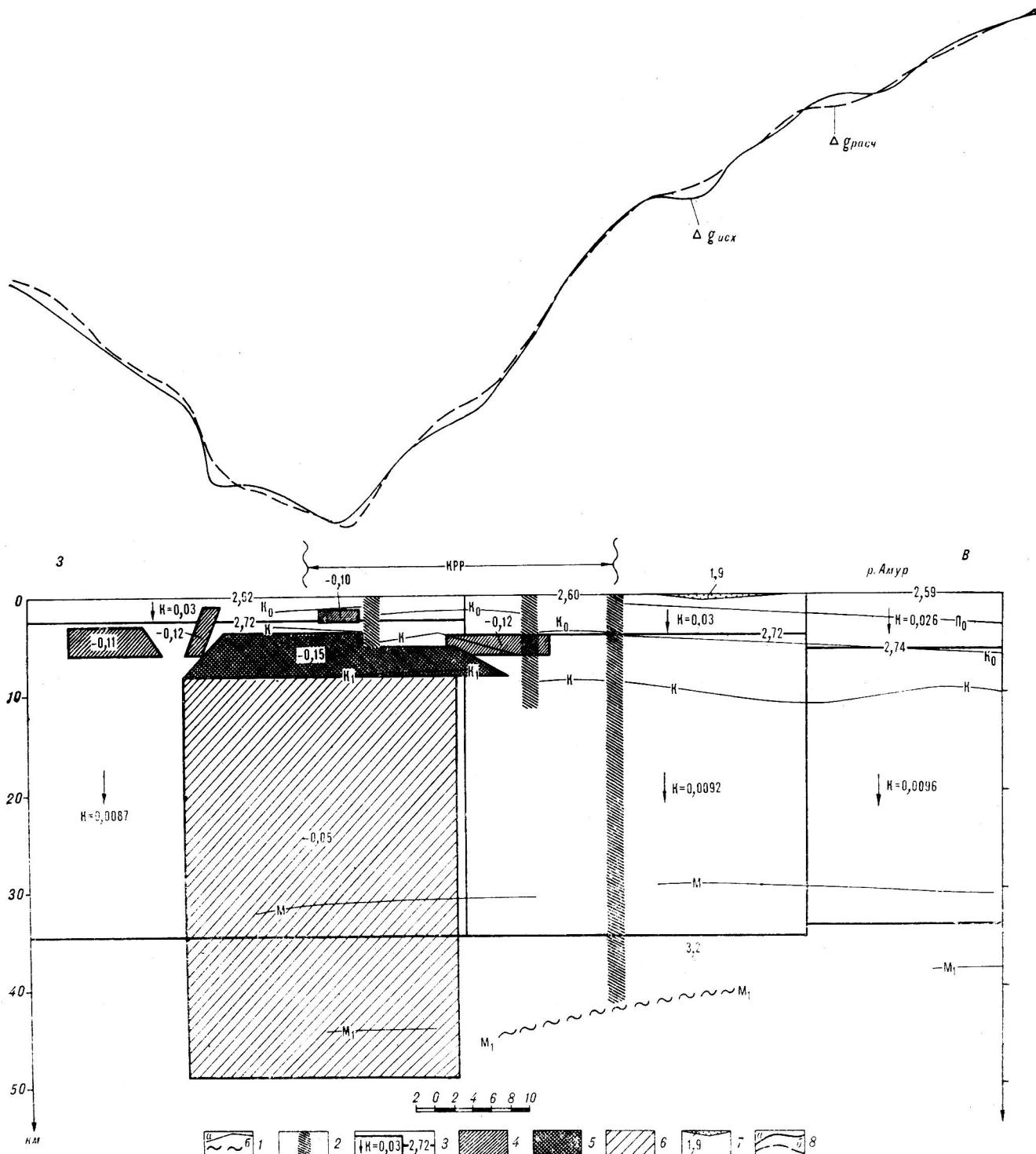
реза по данным МОВЗ и ГСЗ и на основе использования методики стандартного моделирования построена гравитационная модель глубинной структуры указанного района. Выделена многоуровневая глубинная структура разуплотнения, которая контролирует оруденение.

Геофизической экспедиции ПГО Дальгеология и Института тектоники и геофизики, приведен на рисунке. Недостатком используемых сейсмических данных МОВЗ является то, что они, несмотря на привлечение кратных отраженных волн, не обеспечивают получения достоверных скоростных сведений о среде. Установленные по данным МОВЗ сейсмические границы раздела среды требуют их геологической интерпретации. Определение геологической природы этих границ позволяет приписать стратифицированным слоям соответствующие значения плотности, используя данные определения плотности аналогичных пород в близповерхностных условиях.

Геологическая интерпретация данных МОВЗ основывалась на: 1) прослеживании методом МОВЗ установленных картированием на поверхности геологических тел на глубину; 2) выделении кровли кристаллического фундамента, представленного гнейсами и магматическими породами, осуществляя по признакам ее большей изрезанности в сравнении с другими границами и резкой изменчивости динамики волн; 3) определении подошвы земной коры по четкому прекращению записи обменных волн и появлению в ряде случаев ниже нее инверсных границ, т. е. слоев с пониженными скоростями.

МОВЗ позволил проследить следующие границы в разрезе земной коры КРР: П<sub>0</sub> — раздел внутри нижнемезозойского структурного яруса, обусловленный сменой вещественного состава; К<sub>0</sub> — кровлю палеозойского структурного яруса; К — кровлю кристаллического фундамента; М — границу Мохо.

В пределах рудного района появляется граница К<sub>1</sub>, вероятно, связанная со сменой фа-



Гравитационная модель глубинного строения Комсомольского рудного района.

1 — сейсмические границы, обусловленные изменением скорости продольных волн с глубиной: а — в сторону ее увеличения, б — уменьшения; 2 — тектонические нарушения по данным МОВЗ; 3 — границы блоков плотностной модели ( $2,72$  — плотность пород на верхней кромке блоков,  $\text{г}/\text{см}^3$ ,  $0,03$  — вертикальный градиент плотности,  $\text{г}/(\text{см}^3 \cdot \text{км})$ ); 4 — локальные разуплотненные тела (цифрами указан дефицит плотности,  $\text{г}/\text{см}^3$ ); 5 — разуплотненное тело, предположительно гранитоидный интрузив ( $-0,15$  — дефицит плотности,  $\text{г}/\text{см}^3$ ); 6 — разуплотненный блок земной коры и верхов мантии ( $-0,05$  — дефицит плотности,  $\text{г}/\text{см}^3$ ); 7 — рыхлые осадки ( $1,9$  — плотность,  $\text{г}/\text{см}^3$ ); 8 — кривые поля силы тяжести: а — исходного, б — расчетного.

ций метаморфизма. Важно отметить, что к купольным структурам обрамляемым границей К.

дефицит плотности 0,15 г/см<sup>3</sup> на фоне окружающих пород фундамента и тяготеет к границе кристаллического фундамента.

Материалы МОВЗ обеспечили существенную детализацию геометрии разреза. Особенно большое значение для целей крупномасштабного гравитационного моделирования имело более точное определение глубины и рельефа поверхности кровли палеозойского яруса и выделение куполообразного подъема границы К (см. рисунок). Последнее может быть объяснено внедрением гранитоидного plutona, апофизы которого выходят на поверхность в виде разобщенных интрузий.

Имеющиеся по району петроплотностные данные позволяют получить достаточно точную картину распределения плотностей в верхнем плотностном слое от поверхности до кровли палеозойского структурного яруса.

Результаты измерения плотности образцов показали широкие пределы ее вариаций. Плотность юрских терригенных пород колеблется в пределах 2,60—2,70 г/см<sup>3</sup> (наиболее вероятное значение 2,61 г/см<sup>3</sup>). Повышенные значения плотности этих пород связаны в значительной мере с ореолами ороговикования, развитыми вокруг многофазных массивов гранитоидов. Сами граниты имеют плотность 2,58—2,65 г/см<sup>3</sup>, кроме силинских гибридных, которые характеризуются повышенной плотностью до 2,80 г/см<sup>3</sup>. Осадочные образования нижне-среднемелового возраста, развитые преимущественно к востоку от рудного района, характеризуются плотностью 2,58—2,59 г/см<sup>3</sup>. Плотность пород палеозойского структурного яруса определена на участках его выхода на дневную поверхность за пределами исследуемого района и составляет 2,68—2,75 г/см<sup>3</sup>.

Результаты МОВЗ позволили уточнить геометрию плотностного разреза, полученного при мелкомасштабном моделировании. Вертикальные границы блоков проведены с учетом характера изменения кривой поля силы тяжести на участках ее резкого перегиба.

Для каждого блока среднего плотностного слоя от границы К<sub>0</sub> до М рассчитывался вертикальный градиент плотности по формуле

$$K_i = \frac{\sigma_m - \Delta - \sigma_\phi}{m_i},$$

где  $\sigma_m = 3,2$  г/см<sup>3</sup> — плотность мантии (нижний плотностной слой),  $\Delta = 0,2$  г/см<sup>3</sup> — перепад плотности на границе Мохо,  $\sigma_\phi$  — плотность пород на верхней кромке среднего слоя,  $m_i$  — мощность  $i$ -го блока среднего слоя.

Рассчитанные градиенты показаны на рисунке. Отмечается увеличение величины градиентов с запада на восток в соответствии с уменьшением вертикальной мощности среднего слоя.

на поверхности кайнозойскими эфузивами базитового состава. Последнее позволяет отнести эту часть границы М<sub>1</sub> в верхах мантии к кровле низкоскоростного объекта — возможному источнику базальтовой магмы.

Как уже отмечалось, имеющиеся сейсмические материалы МОВЗ, а также ГСЗ (последние в силу их недостаточной детальности для данного масштаба исследований) не позволяют получить необходимый скоростной разрез, который можно было бы трансформировать в плотностной. В связи с этим гравитационное моделирование выполнялось на основе использования стандартных моделей, методика построения которых предложена в [2].

Гравитационное моделирование проходило в два этапа — мелко- и крупномасштабное. Построение региональной модели по линии Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум приведено в [3].

Рудный район по результатам мелкомасштабного моделирования расположен на границе двух блоков: Ванданского и Горинского. Согласно условий стандартного моделирования эти блоки отличаются по величинам вертикальных градиентов плотности в верхних и средних плотностных слоях (см. таблицу). Расчеты показали, что стандартной моделью можно объяснить региональный тренд поля силы тяжести. Однако при этом остается нескомпенсированной локальная отрицательная аномалия, которая может быть вызвана интрузивом гранитоидного состава. По данным моделирования, это тело имеет уплощенную форму,

#### Распределение вертикальных градиентов плотности в земной коре Комсомольского района по данным мелкомасштабного моделирования

Наименование блока	Вертикальный градиент плотности по слоям, г/(см <sup>3</sup> ·км)		
	Верхний слой	Средний слой	Нижний слой (мантия)
Ванданский	0,030	0,025	0
Горинский	0,0087	0,0098	0

Решение прямой задачи гравиметрии выполнялось по программе [4] на ЭВМ ЕС-1052.

Результаты расчетов подтвердили, что региональный тренд гравитационного поля хорошо объясняется стандартной моделью при принятых параметрах плотностного разреза (см. рисунок). При этом, так же как при региональном моделировании, остается локальная отрицательная аномалия  $\Delta g$ . Однако указанной моделью с учетом данных МОВЗ о возможной морфологии гранитоидной интрузии только одним таким разуплотненным объектом объяснить локальный минимум не удается. Для полной компенсации этой аномалии потребовалось ввести блок разуплотненной коры и верхов мантии с дефицитом плотности  $0,05 \text{ г}/\text{см}^3$ .

Нижняя кромка разуплотненного блока на глубине 49 км приближенно совпадает с максимальной глубиной погружения границы  $M_1$ , которая, как уже говорилось, может интерпретироваться на инверсном участке в качестве кривли низкоскоростного объекта мантии. Существование аномальной мантии в КРР подтверждается данными МТЗ о наличии на глубине 40–60 км проводящего слоя.

Небольшие по размерам и амплитуде остаточные аномалии второго порядка были объяснены локальными телами гранитоидного состава, располагающимися выше и в стороне от основного массива. Над этими телами на дневной поверхности закартированы разобщенные выходы гранитных тел.

Таким образом, полученные результаты показывают возможность использования данных МОВЗ в качестве ограничивающей информации при гравитационном моделировании руд-

ных районов. Полученная при таком подходе гравитационная модель позволяет не только в определенной мере проверить сейсмогеологическую модель, но также получить новые данные о глубинном строении земной коры в пределах рудных районов.

Совместный анализ гравитационной и сейсмогеологической моделей КРР позволил выявить сложную построенную многоуровневую структуру разуплотнения земной коры. Верхний уровень этой структуры — локальные разуплотненные тела, располагающиеся на глубине 1,2–6,0 км. Они, вероятно, являются апофизами гранитоидного интрузива, образующего структуру разуплотнения второго уровня глубинности, ограниченную снизу  $K_1$ . Возможность существования такого тела ранее предполагалась [6], данные МОВЗ позволили уточнить его морфологию (лакколит) и глубину залегания. Структура третьего уровня глубинности представляет собой разуплотненный блок в средней и нижней частях земной коры, продолжающийся в верх мантии.

Таким образом, выявленная структура является глубинной, контролирующей оруденение КРР. Ее возникновение, возможно, обусловлено процессами мезозойской тектономагматической активизации.

Рассмотренная методика комплексной интерпретации гравиметрии и МОВЗ предлагается для изучения глубинного строения других рудных районов Дальнего Востока. Широкие обобщения на базе статистически значимого числа рудных районов будут способствовать увеличению эффективности средне- и крупномасштабного прогноза.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бельгенев Е. Б., Богданов Ю. В. и др. Объяснительная записка к металлогенической карте региона БАМа.—Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
2. Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области.—Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
3. Брянский Л. И., Подгорный В. Я. Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум.—Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
4. Заворотько А. Н., Старostenко В. И. Методика и комплекс программ решения обратной линейной задачи гравиметрии на ЭВМ «Минск-22».—Киев: Наукова думка, 1976.
5. Критерии и методика комплексной оценки рудных районов/Под ред. Н. П. Романовского.—М.: Недра, 1982.
6. Лишневский Э. Н. Глубинное строение Комсомольского рудного района по геофизическим данным.—Геол. руд. месторож., 1980, № 6.
7. Поганьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структур земной коры Приамурья и Приморья.—В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
8. Тузев И. К., Бакулин и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов.—Тихоокеанская геол., 1983, № 4.

ИтиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
17 января 1985 г.

И. К. Тузов, В. П. Жигалов, В. Н. Гагаев, П. Ю. Горнов, С. Н. Канев,  
Ф. Г. Корчагин, В. Е. Бесхлебная

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Описываются результаты экспериментального определения плотности теплового потока для 13 скважин Соболиной, Верхне-Силинской и Фестивальной площадей Комсомольского оловорудного района.

Геофизические исследования глубинного строения районов с различной рудной специализацией могут оказать существенную помощь при определении перспектив вводимых в поиск или разведку площадей, при выборе направления разведочных работ и др. [5].

В последнее время заметно возрастает интерес геологов и геофизиков к исследованиям теплового поля Земли. Это обусловлено как тем, что тепловая энергия играет важную роль в тектонических процессах и процессах минералообразования, так и тем, что физические свойства горных пород, а следовательно, физические поля Земли зависят от температуры.

Для расчета теплового поля литосферы необходимо знать плотность теплового потока. Ранее в Хабаровском крае систематические экспериментальные исследования по определению плотности теплового потока не проводились, только в 1968 г. группой исследователей Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВНЦ АН СССР была определена плотность теплового потока для четырех скважин двух рудных площадей [1]. В 1982 г. авторами начаты планомерные экспериментальные исследования теплового поля рудных районов Дальнего Востока. В течение 1982—1983 гг. были определены значения плотности теплового потока в 12 скважинах Комсомольского рудного района.

Измерения проводились по «классической» методике с раздельным определением геотермического градиента и теплопроводности горных пород [1, 2]. При раздельном определении геотермического градиента и коэффициента теплопроводности плотность теплового потока вычисляется по формуле

$$\bar{q} = \bar{\lambda} \nabla T, \quad (1)$$

где  $\nabla T$  — среднее значение геотермического градиента (ГТГ),  $\bar{\lambda}$  — средневзвешенное значение коэффициента теплопроводности горных пород. При этом осреднение всех величин проводится по интервалам с постоянным значением геотермического градиента (равноградиентным).

Средневзвешенное значение коэффициента теплопроводности определяется по формуле

$$\bar{\lambda} = \frac{\sum \bar{\lambda}_k \Delta Z_k}{\Delta Z}, \quad (2)$$

где  $\Delta Z$  и  $\Delta Z_k$  — мощность всего интервала и

отдельного пропластка соответственно,  $\bar{\lambda}_k$  — среднее значение коэффициента теплопроводности пород, слагающих пропласток. Среднее значение коэффициента теплопроводности пород вычислялось по экспериментальным данным, полученным для образцов сухого керна, отобранного из исследованных скважин. Измерения проводились на приборе ИТ-3. В случаях отсутствия кернового материала брались средние значения коэффициента теплопроводности аналогичных пород для данной площади.

Среднее значение ГТГ находилось методом наименьших квадратов по ряду измерений  $T$  и  $h$  в соответствии с зависимостью

$$T = T_0 + h \nabla T, \quad (3)$$

где  $T$  — температура на глубине  $h$ ,  $T_0$  — температура, экстраполированная к поверхности.

При измерении температуры в качестве датчиков использовались термисторы типа ММТ-1, градуировка которых была проведена в Лаборатории геотермии ИМГиГ.

В течение 1982—1983 гг. были измерены температурные поля в скважинах трех рудных площадей. Расположение площадей показано на рис. 1 [3], а данные о расположении скважин приведены в таблице.

Основу геологического строения исследованного района составляют два структурно-геологических комплекса: юрский терригенно-осадочный и верхнемеловой осадочно-вулканогенный. Первый представлен отложениями, которые расчленяются на пять свит: хурбинскую, падалинскую, горинскую, ульбинскую, силинскую. Каждая из них соответствует крупному ритму осадконакопления, который начинается отложением песчаников, а завершается тонкозернистыми разностями пород: алевритами, алевропелитами, реже кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами. Отложения юрского комплекса перекрываются верхнемеловыми вулканитами кислого и среднего состава. В основании вулканитов залегают туфогенные конгломераты, туфопесчаники и туфоалевриты с прослоями туфов липарито-дапитов. Позднемеловой комплекс представлен вулканитами амутской, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами холдоминской свиты [4].

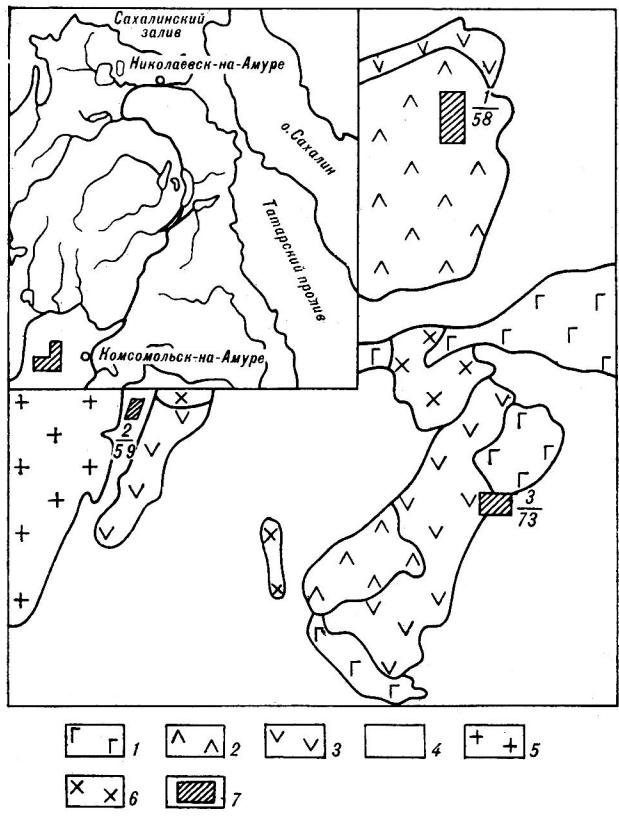


Рис. 1. Расположение обследованных площадей.

1 — неоген-четвертичные базальты; 2 — амутская свита;  
3 — холдоминская свита; 4 — юрские отложения; 5 — грано-  
диориты; 6 — кварцевые порфиры; 7 — обследованные пло-  
щади (в числителе: 1 — Соболиная, 2 — Верхне-Силинская,  
3 — Фестивальная; в знаменателе среднее значение плот-  
ности теплового потока).

Изучение рудного района начато с площади Фестивальной, на которой исследовано температурное поле в трех скважинах.

На Верхне-Силинской площади измерения температурного поля проведены только в одной скважине. Наиболее полно исследована площадь Соболиная, где проведены замеры в десяти скважинах. В скв. 28 из-за малой ее глубины плотность теплового потока вычислить не удалось. Результаты исследований по трем площадям представлены в таблице.

В значения ГТГ и плотности теплового потока вносились поправка только на искривление ствола скважины.

Для площади Соболиная получено восемь значений плотности теплового потока, лежащих в интервале  $48 \div 71 \text{ мВт/м}^2$ . Среднее значение плотности теплового потока здесь составляет  $58 \text{ мВт/м}^2$ . За исключением двух

#### Расположение скважин рудных площадей

Название пункта, скважина	Координаты		Высота над уровнем моря, м	Равногра-диентные интервалы	ГТГ, $10^3 \text{ К/м}$	Количество измерений температуры	Теплопро-водность, $\text{Вт}/\text{м}\cdot\text{К}$	Количество образцов	Тепловой поток, $\text{мВт}/\text{м}^2$	Количество скважин	Год измерений
	с. ш.	в. д.									
Соболиная, 813	50°56'	136°35'	281,5	130 : 195 204 : 259	28 28	10 11	1,84 1,97	7 6	53	1	1983
171	50°56'	136°36'	456,9	76 : 167	29	8	1,97	—	54	2	1983
173	50°56'	136°36'	456,9	93 : 150	24	4	1,97	—	—	—	—
144	50°57'	136°35'	302,8	105 : 168 150 : 267 275 : 292	34 35 37	6 14 3	1,47 2,10 2,04	—	68	1	1983
65ГГ	50°57'	136°35'	283,0	137 : 205 244 : 389 408 : 445	24 29 26	8 16 8	1,72 1,79 1,78	1 3 6	48	1	1983
69Т	50°57'	136°35'	285,2	98 : 167 177 : 185 197 : 226 226 : 254	29 48 32 25	9 6 8 4	1,65 — 1,84 2,01	—	53	1	1983
273	50°57'	136°35'	265,6	138 : 255	28	12	1,87	7	52	1	1983
1017	50°57'	136°35'	243,0	99 : 156	31	7	2,02	—	63	1	1983
711	50°57'	136°35'	233,8	80 : 139 140 : 262	41 35	4 8	1,82 1,96	—	71	1	1983
Верхне-Силин-ская, 206	50°45'	136°13'	745,1	83 : 169	33	8	1,79	8	59	1	1983
Фестивальная,	50°43'	136°27'	563,5	75 : 170 180 : 285	30 30	3 9	1,75 1,50	23 16	48	1	1982
251											
310	50°43'	136°28'	621,5	103 : 129	50	4	1,97	3	98	1	1983

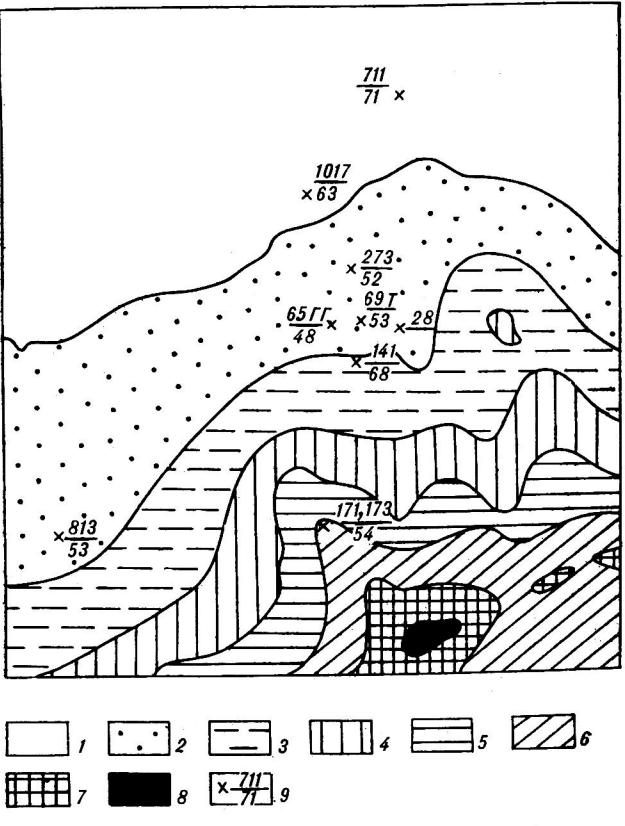


Рис. 2. Расположение скважин площади Соболиной. 1—8 — относительные превышения рельефа, м: 1 — 0—50, 2 — 0—50, 3 — 50—100, 4 — 100—150, 5 — 150—200, 6 — 200—250, 7 — 250—300, 8 — более 300; 9 — точки наблюдений (в числителе номер скважины, в знаменателе плотность теплового потока).

скважин, отклонения от среднего не превышают 15 %. Для скважин 65 ГГ и 711 отклонения равны  $-17$  и  $+22\%$  соответственно. Расположение скважин, в которых проводились измерения, и полученные значения плотности теплового потока приведены на рис. 2, где хорошо просматривается тенденция увеличения значений плотности теплового потока с уменьшением относительных превышений рельефа.

Для площади Фестивальной получено два значения плотности теплового потока, равные 48 и 98  $\text{мВт}/\text{м}^2$ . Второе установлено в скважине, пробуренной в штолле, и не искажено влиянием рельефа, но так как скважина пробурена в ослабленной зоне (сложная система разломов), не исключена возможность, что она находится в районе локального максимума теплового потока.

Необходимо отметить, что при расчете ГТГ брались участки, для которых влияние поверхностных факторов не искажает значения ГТГ в пределах погрешности измерения (2%). Введение поправки на рельеф увеличивает значения ГТГ на 10—30 %, но при использовании различных методик эти значения сильно различаются. Поэтому найденные величины ГТГ надо рассматривать как минимальные и предварительные, а вопрос о введении поправки авторы предполагают рассмотреть позднее.

Авторы благодарят Гагаева А. Н., Огнянову Н. Н., Робщевского А. В. и Васильева В. Ф. за помощь, оказанную при проведении описанных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов О. В., Волкова Н. А. и др. Наземные геотермические исследования, проведенные СахКНИИ в южной части Дальнего Востока.— В кн.: Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
2. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М.: Наука, 1968.
3. Огнянов Н. В. Структурные особенности Комсомольского рудного района.— В кн.: Геология и металло-

гения Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.

4. Радкевич Е. А., Асманов В. Я. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района.— М.: Наука, 1971.
5. Тузев И. К., Бакулин Ю. И. и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.

Поступила в редакцию  
30 июля 1984 г.

УДК 552.124.4(265.4)

Л. Е. Штеренберг, В. А. Александрова, И. Ф. Габлина, Е. П. Леликов,  
А. В. Сивцов, М. И. Степанец

#### СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ЯПОНСКОГО МОРЯ

С помощью методов микроскопического, рентгеновского, химического, спектрального анализов и микродифракции электронов изучены состав и строение мар-

ганцевых корок со дна Японского моря (36-й рейс НИС «Первенец»). На примере одной из них показаны особенности изменений слагающих их минералов.

Нюдо (Япония). Корки в виде плотных, черного цвета обломков заполнили верхнюю

В [1] описано поднятие со дна Японского моря примерно в 150 км к западу от мыса

часть (10—12 см) прямоточной трубы. Они содержали около 50% марганца и 0,5% железа. Авторы указанной статьи не освещают вопросы о минеральном составе и строении этих корок и их генезисе.

Ряд исследователей [3, 4] при драгировании склонов поднятий Первенаца и Тарасова обнаружили довольно сходные образования. Среди них выделяются три типа: 1 — агрегаты сросшихся между собой мелких (0,3—20 мм), шаровидной формы конкреций, 2 — тонкие корки (0,1—10 мм) на обломках базальтов, на гальках древних докайнозойских пород и на обломках отложений более молодого возраста (диатомиты, песчаники и др.), 3 — жерловые брекчи, пронизанные гидроокислами марганца и железа. В ассоциации с рудными конкрециями и корками устанавливается глинистое вещество зеленого цвета, предположительно относимое к нонтрониту. Единичные химические анализы корок и конкреций также свидетельствуют о преобладании в этих образованиях марганца над железом (36—43% Mn, около 2% Fe), что сближает их по химическому составу с рудными корками, обнаруженными авторами [1].

Можно согласиться с выводами исследователей [3, 4] о гидротермальной природе изученных ими корок и конкреций. Вместе с тем в указываемых работах также не приводятся данные о содержании в марганцево-рудных образованиях малых элементов, не выяснен их минеральный состав.

За последнее время на дне Японского моря установлен еще ряд марганцево-рудных проявлений, которые, вероятнее всего, также связаны с гидротермальными процессами [6].

В настоящей статье изложены первые краткие сведения о минеральном составе марганцевых корок Японского моря, приведены данные о содержании в них малых элементов. Материалом для исследований послужили образцы марганцево-рудных корок, полученных при драгировании на станциях 2068, 2069 ( $41^{\circ}25'$  с. ш.,  $134^{\circ}59'$  в. д.) во время 36-го рейса НИС «Первенец».

Образцы корок подняты со склона впервые изученной Безымянной возвышенности, расположенной в северо-восточной части Центральной глубоководной котловины между возвышенностями Первенаца и Богорова. Подводный хребет протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 20 км и, по-видимому, представляет собой цепь вулканических построек. Помимо рудных корок, драгой подняты Fe-Mn-конкремионные образования, обломки базальтов и конгломератбрекчи, сцементированные окисными соединениями марганца. Корки имеют небольшую толщину, редко превышающую 1,5 см. Они, как пра-

вило, подстилаются шлакообразной брекчией, состоящей из обломков сильно измененных базальтов, сцементированных и частично замещенных окисно-гидроокисными соединениями марганца.

Строение изученных марганцевых корок сложное. На слаженной нижней поверхности, в углублениях и ямках, чередующихся с небольшими по высоте выступами, располагаются желтовато-серые, иногда несколько зеленоватые, выделения рыхлой глины, которая, судя по рентгенодифрактометрическому анализу, представлена смешанослойным слюда-монтмориллонитовым и гидрослюдистым агрегатом. Подобные глинистые выделения прослеживаются и в многочисленных трещинах, пересекающих корки в разных направлениях. В нижней части корок вырисовывается темно-серый массивный слой, достигающий толщины 1,5 мм. Выше, с довольно отчетливым контактом, располагается более светлый слой со слабым металлическим блеском и вертикальной штрихованностью на отдельных участках. Верхнюю часть корок занимает темно-серое рудное марганцевистое вещество, имеющее массивное сложение. Переход между средним и верхним слоями фиксируется с трудом, поскольку граница между ними обычно неровная и во многих случаях слаженная. Верхняя поверхность корок изобилует большим количеством крупных пор, ямок и пустот, среди которых также видны небольшого размера скопления зеленоватой глины.

Нами проведен дифрактометрический анализ пяти образцов (рис. 1, снизу вверх  $a$  —  $\delta$ ) рудных образований, отобранных по разрезу одной из корок. Результаты анализа показали,

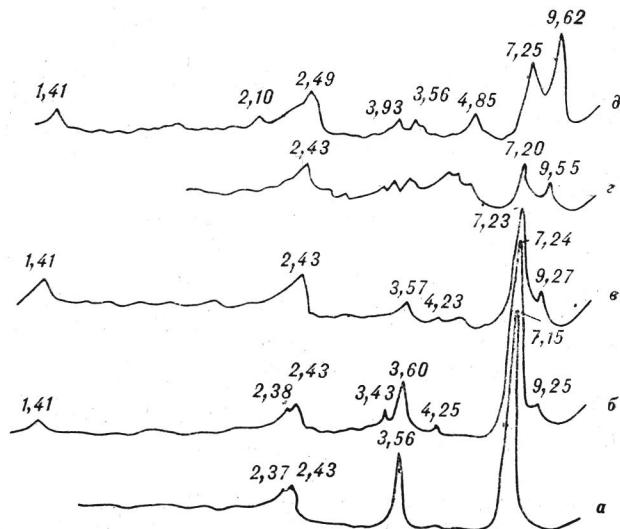


Рис. 1. Дифрактограммы различных частей марганцевой корки со дна Японского моря, ст. 2069.  
 $a$  — нижняя часть;  $b$  — низ средней части;  $c$  — верх средней части;  $d$  — низ верхней части;  $e$  — верх корки.

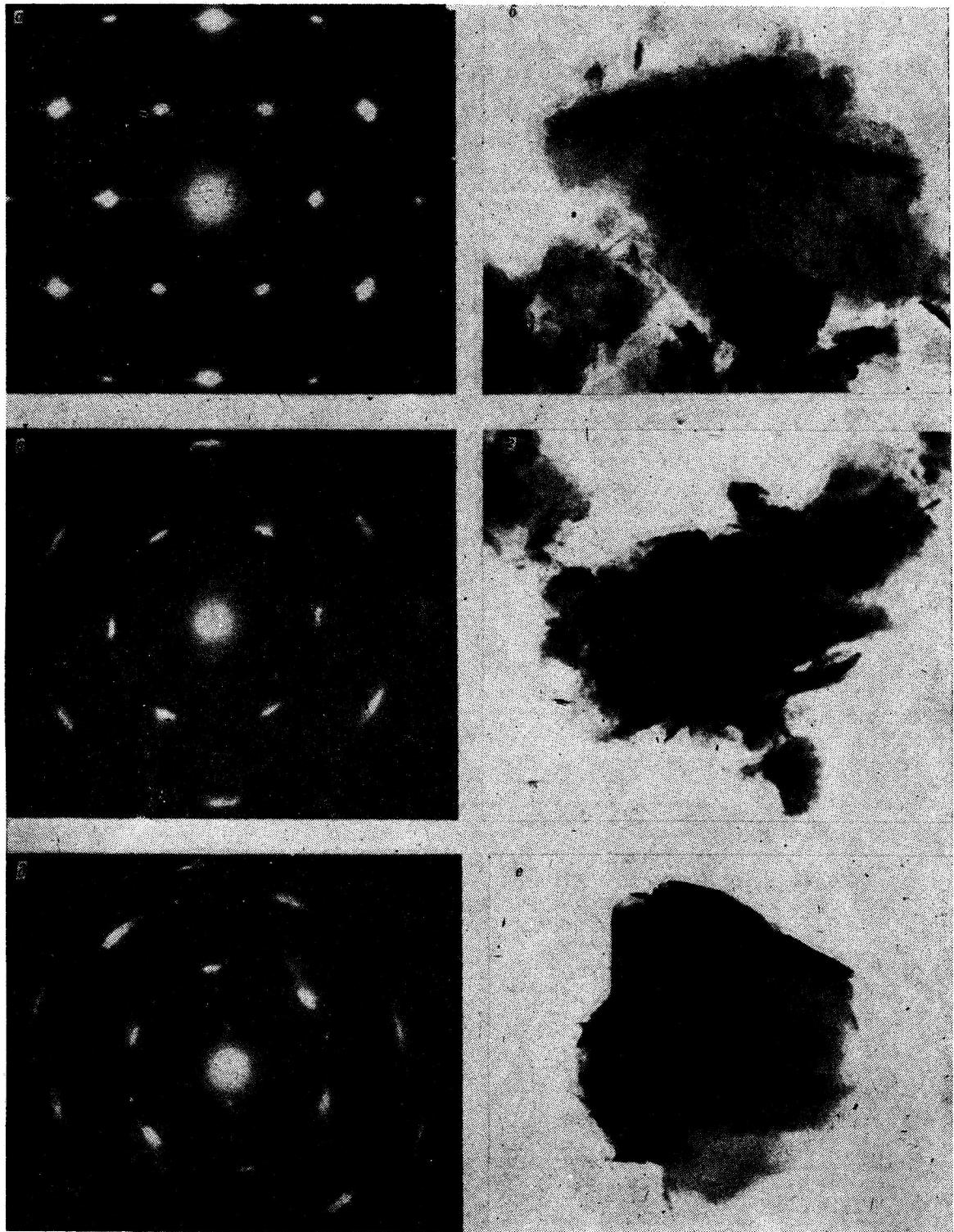


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки минеральных образований марганцевой корки.

*a* — электронограмма неупорядоченного тодорокита; *b* — неупорядоченный тодорокит, увел. 100 000; *c* — электронограмма сростка бернессита с неупорядоченным тодорокитом, увел. 66 000; *d* — электронограмма бернессита; *e* — бернессит, увел. 59 000.

что минеральный состав марганцевых образований закономерно изменяется от основания корки к ее верхней части (см. рис. 1). Ниж-

ний, массивный темно-серый слой (см. рис. 1, *a*) представлен хорошо раскристаллизованным бернесситом. Выше в срастании с бернесситом

**Содержание макро- и микроэлементов в корке M-12 (ст. 2069), % \***

Часть корки	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	AlO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MnO <sub>2</sub>	MgO	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сорг	10 <sup>-4</sup> %					
														Ni	Cu	Co	Pb	Cr	V
Верх	1,94	0,02	0,64	0,38	3,96	69,97	2,40	2,94	0,00	3,10	0,90	нет	0,30	620	115	385	нет	47	350
Низ	0,72	0,02	0,66	0,04	7,14	70,41	0,40	2,78	0,00	5,78	0,04	нет	610	70	280	нет	25	172	

\* Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН ССР.

появляется слабо раскристаллизованный тодорокит, который становится преобладающим в верхней части корки (см. рис. 1, δ). Помимо бернессита и тодорокита, в изученных образцах устанавливается вернадит ( $\delta\text{-MnO}_2$ ). Электронно-микроскопические анализы хорошо согласуются с данными, полученными с помощью рентгеноскопии, подтверждая слабую упорядоченность тодорокита и частое его срастание с бернесситом (рис. 2, ε).

Обобщение результатов микродифракции электронов и рентгеновского анализа позволяет говорить об общем увеличении количества тодорокита вверх по разрезу корки. Вместе с тем детальное изучение аншлифов показывает, что распределение тодорокита и бернессита весьма сложное. Переход бернессита в тодорокит наблюдается не по всему фронту корок, а лишь на отдельных участках ( пятна, линзы и т. п.). Такая пятнистость, вероятнее всего, связана с более поздним окислением этих минералов и переходом их в вернадит, особенно широко развивающийся вблизи многочисленных трещин. Судя по данным химических и спектральных (количественный метод) анализов, содержания макро- и микроэлементов в верхней части корки, где преобладает тодорокит, и в нижней, где господствует бернессит, весьма близки и свидетельствуют о низких содержаниях SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и малых элементов (см. таблицу), что весьма характерно для современных океанских гидротермальных об-

разований, обогащенных марганцем [2].

Приуроченность марганцево-рудных образований к вулканогенным постройкам, тесная ассоциация изученных корок с плакообразными базальтовыми брекчиями, крайне низкие содержания алюминия, титана и микроэлементов (Ni, Cu, Co и др.), а также ряд других факторов, рассмотренных ранее [6], дает возможность считать, что марганцево-рудные корки, поднятые на станциях 2068 и 2069, имеют гидротермальное происхождение. Преобразование гидротермального бернессита в тодорокит отмечено ранее в работе [5]. Согласно ее данных, выходящая на поверхность вода горячих источников, расположенных вблизи современных вулканов (о. Хоккайдо), характеризуется повышенными содержаниями марганца (до 4,6 г/т). Это приводит к тому, что в источниках и вблизи них формируются болотные марганцевые руды, сложенные окисными соединениями этого элемента. С течением времени они переходят в бернессит, а позже в тодорокит. За последнее десятилетие рядом исследователей в тектонически активных зонах Мирового океана обнаружены гидротермальные образования, среди которых установлен и тодорокит [2]. В связи с данными, полученными при изучении корок Японского моря, можно высказать предположение о возможном нахождении в океанских вулканогенных марганцевых выделениях, кроме тодорокита, еще и бернессита или его реликтов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Грамм-Осипов Л. М., Репечко М. А. Марганцевые корки на дне Японского моря.—Океанология, 1975, т. 15, № 4.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения.—М.: Мир, 1982.
- Пущин И. К., Аннин В. К. и др. Новые данные о геологическом строении дна северо-западной части Японского моря (по материалам 21-го рейса НИС «Первенец»).—В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНИЦ АН ССР, 1977.
- Пущин И. К., Берсенев И. И. и др. О находке Fe-Mn-конкремций северо-западной части Японского моря.—ГИИ АН ССР, ИЛС АН ССР, ИГЕМ АН ССР. Москва. ТОИ ДВНИЦ АН ССР. Владивосток.

- ря.—Тр. Тихоокеанского океанологического ин-та, 1975, т. 7.
- Хария И., Цуцуки М. Изотопный состав водорода и элементы примеси болотных марганцевых руд.—В кн.: Тез. докл. конференции по генезису рудных месторождений (МАГРМ). VI Симпозиум. Тбилиси, 1982.
- Штеренберг Л. Е., Антипов М. П., Деркачев А. Н. Особенности конкреционного Fe-Mn-рудообразования в современных морях.—Литол. и полезн. ис-коп., 1984, № 1.

Поступила в редакцию  
29 апреля 1984 г.

Цена 1 р. 80 к.

---

(адрес подписчика)

Индекс 70985